

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi Kar

Földtudományok Doktori Iskola

Doktori (Ph.D.) értekezés

Tóth Gábor

PÉCS, 2006

PÉCSI TUDOMÁNYEGYETEM

Természettudományi Kar

Földtudományok Doktori Iskola

A mérsékeltövi mészkő magashegységek fedetlen karros celláinak osztályozása és fejlődése

Ph.D. értekezés

Tóth Gábor

Témavezető: **Dr. Lovász György**
egyetemi tanár

PÉCS, 2006

Tartalomjegyzék

1. BEVEZETÉS.....	4
2. A KARROK.....	6
2.1. Hosszanti karrformák	7
2.1.1. Rovátkakarr (<i>Rillenkarr</i>).....	7
2.1.2. Vályúkarr (<i>Rinnenkarr</i>).....	8
2.1.3. Hasadékkarr (<i>Kluftkarr</i>)	10
2.2. Körkörös karrformák	11
2.2.1. Saroknyomkarr (<i>Trittkarren</i>)	11
2.2.2. Madáritató (<i>kamenitsa</i>).....	13
2.2.3. Kürtőkarr (<i>cavernous karren</i>).....	13
3. KUTATÁSI MÓDSZEREK.....	15
3.1. Karros kutatások története.....	15
3.1.1. Térképezési módszerek.....	15
3.1.2. Morfometriai módszerek	17
3.1.3. Oldódási vizsgálatok.....	19
3.1.4. Közettani viszonyok vizsgálata.....	21
3.1.5. Matematikai modellezés és számítógépes szimuláció	22
3.2. A disszertáció elkészítéséhez alkalmazott módszerek	22
3.2.1. Az adatgyűjtés	23
3.2.2. Az adatok feldolgozása.....	26
4. A KARROK SZERVEZŐDÉSI SZINTJEI – A KARROS EGYSÉG.....	28
4.1. A karrok rendszerezése.....	28
4.2. A magashegységi fedetlen karrok rendszere.....	31
5. A MAGASHEGYSÉGI KARROS LEPUSZTULÁS JELLEMZŐI.....	35
5.1. A glaciális erózió hatása a karrosodásra	35
5.2. A közetszerkezet néhány sajátossága.....	37
5.3. Az oldódás jellemzői magashegységi környezetben.....	38
6. A KUTATÁSI TERÜLETEK BEMUTATÁSA.....	42
6.1. A Júliai-Alpok mintaterületei.....	42
6.2. A Tsanfleuron gleccser előterének geológiai és morfológiai jellemzői.....	44
6.3. A Totes-hegység mintaterületei	46
7. A KARROS CELLÁK RENDSZEREZÉSE ÉS FELSZÍNFEJLŐDÉSÉ- NEK JELLEMZŐI.....	48
7.1. A karros cella	48
7.2. A rendszerezés kiemelt szempontjai	49
7.3. A cellák helyzet szerinti csoportosítása	52
7.4. A karros cellák morfológiai típusai.....	52
7.5. A karros cellák fejlődési szakaszai.....	55
7.6. A karros cellák szerkezete	59

8. KARROS CELLÁK MEANDERKARRJAINAK VIZSGÁLATA	61
8.1. A lefűződés	61
8.2. Az adatok értékelése	63
9. HASADÉKKARROS CELLÁK VIZSGÁLATA	66
9.1. A mintaterület morfológiai jellemzői	67
9.2. A hasadékkarrok morfogenetikai csoportosítása	70
10. A LAPIÉS DE TSANFLEURON KARRMORFOLÓGIÁJA	73
10.1. A Tsanfleuron gleccser hatása a karros cellák fejlődésére	75
10.2. Az 1. zóna morfológiája	78
10.3. A 2. zóna morfológiája	81
10.4. A 3. zóna morfológiája	82
10.5. A 4. zóna morfológiája	84
11. ÖSSZEFOGLALÓK	86
11.1. Összefoglaló	86
11.2. Résumé	87
11.3. Abstract	88
12. IRODALOMJEGYZÉK	90
13. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	97
14. FÜGGELÉK	98
14.1. Képek/Ábrák/Táblázatok jegyzéke	99

1. BEVEZETÉS

A karsztos környezetet és tájat kialakító folyamatok vizsgálata a geomorfológia és a klasszikus természetföldrajz egyik legfontosabb irányát képviselik, immáron közel másfél évszázada. Az 1960-as évekig megtörtént az alapvető karsztos folyamatok és formák felismerése és leírása. Utoljára talán éppen a dolgozatom témáját adó karros formakincs nevezéktana született meg. A múlt század második felétől ezen ismeretek részletes elemzése és modellezése indult el, amely mind a hazai, mind pedig a nemzetközi geomorfológiai irodalom jelentős hányadát adja. Ezen részletező munka számos új eredménnyel gyarapította és gyarapítja ma is karsztos ismereteinket. Az utóbbi évek természetföldrajzi publikációi azt mutatják, hogy a számítógép megjelenése és bevonása a felszíналaktani kutatómunkába tovább bővíti a lehetőségeket. Az eddigieknél nagyobb részletességgel enged vizsgálni nagy, összefüggő felszíneket és az azok kialakulását befolyásoló tényezőket. Az informatika korábban elképzelhetetlen adatmennyiség kezelésére alkalmas úgy, hogy közben új paraméterek kiszámítását is lehetővé teszi. Nem szabad azonban megfeledkeznünk arról, hogy terepi mérések és tapasztalatok nélkül a számítógép csak a kutatás illúzióját kelti és nem produkál természetközeli eredményeket. Így tehát a két nagy kutatási irányzat – amely megjelenik az egész geomorfológiában – nem váltható ki egymással. Véleményem szerint az informatika és a terepi munka ötvözése lehet a jövőbeni vizsgálatok eredményes módszere. Ezt bizonyítja a Magyarországon utoljára karsztos témában született doktori disszertáció is (TELBISZ T. 2004).

A karsztkutató napjainkra rendkívül szerteágazó kutatási területté vált, amely sok más tudományág módszereit és eredményeit hasznosítja. A karsztok sokszínű formavilágából dolgozatom témájául a karsztok mikroformáit, a karrokat választottam. A karrok kisméretű formák ugyan, de rendkívül változatosak és számos területen tájképet meghatározó mennyiségben borítják a felszínt. Mind az egyedi karros formák, mind pedig a karros felszínek kialakulását illetően vannak még megoldásra váró kérdések. A munkám során alkalmazott földi fotogrammetriai módszer adottságait kihasználva összefüggő karros felszínek elemzését végeztem el, melynek alapvető célja az volt, hogy újabb eredményekkel gazdagítsam a felszín karros fejlődéséről eddig szerzett ismereteinket.

A következő kérdéscsoportokra kerestem a választ:

- Hogyan egyesíthetők a hagyományos morfológia és a térinformatika módszertani lehetőségei a karrok kutatásában?
- Milyen szerveződési szintekre különíthetők a magashegységi karros formák és hogyan foglalhatók rendszerbe?
- Milyen törvényszerűségek állapíthatók meg a karros cellák kialakulását és fejlődését illetően?
- A karros cellák elemzéséből milyen következtetések vonhatók le a formakincsüket alkotó egyedi formák fejlődésére?
- Milyen szempontok alapján és hogyan tipizálhatók a karros cellák?
- Hogyan alkalmazhatók a karros felszínfejlődés feltárt sajátosságai egy konkrét terület esetében?

2. A KARROK

A karros formák felismerése és kutatása a XIX. század végén kezdődött, többnyire az Alpokban és a Dinári-hegységben végzett „geológiai” - geomorfológiai vizsgálatok alkalmával. Ekkor a karrok még nem képeztek önálló csoportot a karsztformákon belül. Elsőként A. FAVRE (1867) említi a karsztos mikroformákat, lapiés-nek nevezve őket. Néhány évvel megelőzve őt J. SACHS (1865) végzett kísérletet, melynek során laboratóriumi körülmények között hozott létre karrformákat, bár még nem nevezte el azokat. A századfordulón M. ECKERT (1898, 1902) foglalkozott a karrformák kialakulásával és a növényzet szerepével. Ők voltak tehát a karrosodás kutatásának úttörői. Eckert munkáiban a lapiés mellett már megjelenik a német Karren szó is. Ez a két elnevezés a mai napig használatos a terminológiában. A formák francia és német elnevezése azzal magyarázható, hogy a századfordulóig született publikációk többsége a svájci – Alpokban található területek formakincsével foglalkozott. Így a szerzők tiszteletben tartva a kanton nyelvét hol az egyik, hol a másik kifejezést használták. Az elnevezések többes számú alakja pedig minden bizonnyal a formák csoportos előfordulásával hozható kapcsolatba.

A karrok közismerté válása egy svájci geológus testvérpárnak ÉMILIE és ANDRÉ CHAIX-nek (1894, 1905) köszönhető, akik már a XIX. század végén tudományos sorozatot jelentettek meg a Svájcban található karros fennsíkokról. Kettőjük munkássága szintén nagyban hozzájárult a lapiés és a Karren szavak együttes terjedéséhez.

Miután a múlt század elején a karrok a karsztos formákon belül önálló formacsoporttá váltak a következő évtizedek fő kutatási irányát a formák osztályozása jelentette. Ennek a munkának két kiemelkedő korszakát Jovan Cvijić és Alfred Bögli nevéhez köthetjük. CVIJIĆ (1924) a szerb geológia és földrajz megalapítója kitűnő helyismeretének köszönhetően a Dinaridák számtalan helyén vizsgálta és írta le a formákat.

A karros formák mai napig használatos, legátfogóbb rendszerét A. BÖGLI (1951, 1960, 1961, 1964, 1976, 1980) alkotta meg, aki a karros kutatások legnagyobb jelentőségű személyisége. Munkái a legtöbbet hivatkozott

karrmorfológiai tanulmányok, elnevezéseinek nagy részét pedig több nyelv, így az angol és a magyar is átvette.

A közelmúlt karros irodalmából két konferenciakötet foglalkozik kifejezetten a karrokkal K, PATERSON - M. M. SWEETING (1983), illetve J. FORNÓS - A. GINÉS (1996) szerkesztésében, melyek korszerű módszereket és ismereteket tartalmaznak a karros formákról. A legújabb irodalomnak a J. GUNN (2004) által szerkesztett *Encyclopedia of Caves and Karst Sciences* című nagyszabású munka tekinthető, amely ugyan elsősorban karsztokkal foglalkozik, de néhány terület karros formakincsét is részletesen tárgyalja.

Az alábbiakban a legfontosabb magashegységi fedetlen karrformák lényegesebb jellemzőit mutatom be. Ezzel kapcsolatban azonban fontos megjegyezni, hogy az egyes formáknál említett mérettartományok a mérsékelt övi magashegységek karjaira értendők. Mivel ugyanezen formák trópusi vagy szélsőségesen csapadékos környezetben akár többszörös méretben fordulhatnak elő valószínű, hogy a karrokat nem érdemes a méret, vagy kizárólag a méret felől megközelíteni. Alpesi körülmények között azonban mindenképpen megállja a helyét a karroknak azon definíciója, amely a karsztok mikroformáiként határozza meg őket.

2.1. Hosszanti karrformák

2.1.1. Rovátkakarr (Rillenkarren)

A rovátkakarrok néhány centiméter szélességű, többnyire parabola keresztmetszetű kisformák, amelyek a lejtőn lefelé kiékelődnek, azaz belesimulnak a hordozó térszínbe. Hosszúságuk általában nem haladja meg az 50 centimétert, bár egyes helyeken mértek már közel 100 cm hosszúságot is (GINÉS, A. 1996). Szinte bármilyen geomorfológiai környezetben előfordulnak: réteglapok felső zónájában, glaciális völgyek sziklafelszínein, kőtömbökön, sőt még nagyobb karrformák határoló lejtőin is. Fontos jellemzőjük, hogy mindig csoportosan alakulnak ki, rendszerint párhuzamosan. Gyakori jelenség, hogy a lejtő, vagy sziklatömb egy kimagasodó pontját borítják kúppalászerűen. A rillenkarrok sorozata között rendkívül keskeny gerincek maradnak vissza.

Kialakulásuk a lejtőn lecsorgó lepelvíz oldó hatására történik, kiékelődésük pedig az oldószer telítődésével magyarázható. Mivel a lejtők felső szélén alakulnak

ki, az oldódás vékony, lepelvizes környezetben történik, ahol a víz még nem különül vízágakra. Más vélemények szerint a rillenkarrok kialakulását turbulens áramlás okozza, amelyet a vízfilmre becsapódó esőcseppek okoznak (GLEW, J. R. – FORD, D. C. 1980). Szerintük a rovátkakarrok kiékelődése annak köszönhető, hogy a lejtőn lejtésirányban megvastagodó vízfilmre már nem képesek az esőcseppek összetörni, így leáll a turbulens áramlás.

2.1.2. Vályúkarr (*Rinnenkarren*)

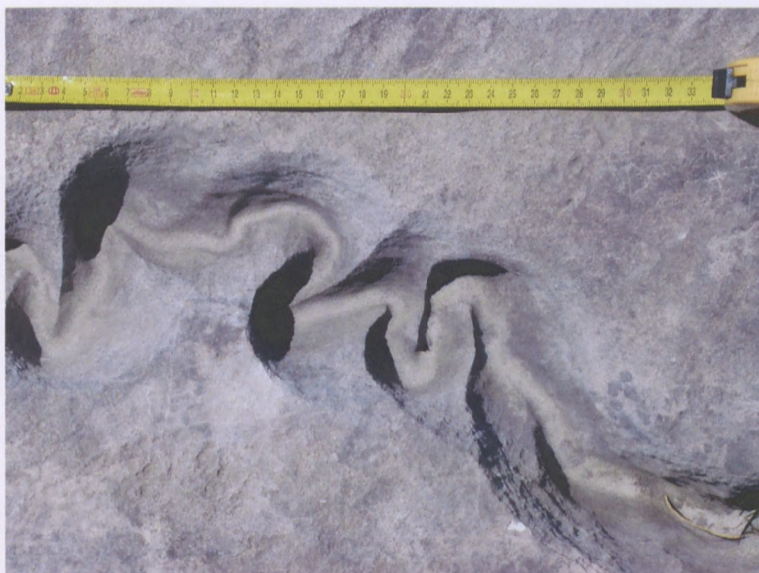
A rinnenkarr lejtésirányban kifejlődő, többnyire függőleges falú vályú, amelynek hosszúsága többször 10 métert is elérhet. Maximális szélessége alpesi körülmények között 90 - 100 cm lehet. Leggyakoribbak azonban a 10-20 cm szélességű és 3-5 méter hosszúságú rinnenkarrok, amelyek a rovátkakarrokhoz hasonlóan rendkívül gyakori karros formák bármely morfológiai környezetben. Számtalan altípusát különítik el, amelyek között többnyire csak nevezéktani vagy esetleg méretbeli különbségek fedezhetők fel. A különböző elnevezések gyakran a rillenkarrok, a rinnenkarrok és a falikarrok közötti átmeneti formákat jelentik. Ilyen például a „Regenrinnenkarren” (BÖGLI, A. 1960), a „rain solution runnel” (JENNINGS, J. N. 1985) és a „decantation flut” (FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989). Fontos genetikai különbség a rovátkakarrokhoz képest, hogy a lejtőn regressziósan fejlődnek, azaz felső elvégződésük lejtésiránnyal ellentétesen hátrál. Lefutásuk többnyire nem párhuzamos, kis – és közepes lejtőszög esetén gyakran alkotnak vályúrendszert (*1. kép*). A vályúk talpát lépcsők, különböző esésű részek vagy kisebb vályúk tagolhatják fel. Ez utóbbi „vályú együttest” VERESS M. (1995) összetett vályúnak nevezi.



1. kép. Karrvályús rendszer a Lapiés de Tsanfleuron egyik karros celláján.

A vályúk egyik típusaként említhetők a falikarrok (*Wandkarren*), amelyek függőleges, vagy közel függőleges felszínen fejlődnek ki egymással párhuzamosan. Keresztmetszetük félkör alakú. Gyakran előforduló formák réteglépcsők rétegfejes oldalán vagy makrokarsztos formák (magashegységben elsősorban aknák, illetve paleodolinák) oldalfalain.

Szintén a vályúk egyik speciális, kanyargó típusának tekinthetők a meanderkarrok (*Meänderkarren*). A meanderező vályúk legfőbb jellemzőjének a kanyarulatok aszimmetrikus keresztmetszetét tartják (HUTCHINSON, D. W. 1996, VERESS M. 1998, VERESS M. – TÓTH G. 2004). Bár kialakulásuk nem teljesen tisztázott, megállapítható, hogy kifejlődésük a kisebb dőlésszögű lejtőkre jellemző. VERESS M. (1998) morfológia alapján tipizálta a meanderkarrokat: elkülönített roncs- és hurokmeandert. A roncsmeander esetében a vályú egyenes, de pereme íves lefutású, míg a hurokmeander esetében a vályú tényleges kanyarulatokat formál (2. kép).



2. kép. Karrmeander a Totes-hegységben.

2.1.3. Hasadékkarr (Kluftkarren)

Függőleges falú, felülnézetből egyenes lefutású formák, melyek kialakulása többnyire gyengeségi zónák (törések) mentén történik (3. kép). Gyengeségi zónák alakulhatnak ki réteglépcsők találkozásánál is. Ezeken a helyeken a hasadékok a réteglapos felszín vizeit a karszt belsejébe vezetik. Szélességük 20-25 cm-t érhet el, míg mélységük maximálisan néhány méter lehet, ennek értéke azonban nagyban függ a rétegvastagságtól. A mélység növekedésével aljzatukon gyakori a törmelék- és talaj felhalmozódás. Többnyire a hordozó lejtő csapásirányába megnyúltak, ami talán azzal magyarázható, hogy ebben a helyzetben kapják a lejtőről a legtöbb oldószert.

A hasadékkarokkal kapcsolatban két speciális típust érdemes megemlíteni, amelyekkel különösen gyakran találkozhatunk az Alpokban. Az egyik ilyen a rácskarr, amely egymással szöget bezáró törésrendszerek hasadékaiból áll (24. és 27. kép). A másik típus a réteghézagkarr (*Schichtfuggenkarren*), amely jól rétegzett kőzet réteglapjai mentén kioldódott hasadékokat jelent (4. kép). Ezek a réteglapmenti hasadékok a fenti típusoktól eltérően nem vertikális formák, hanem közel vízszintesek, pontosabban követik a réteglap dőlését.



3. kép. Hasadékkarros cella a Totes-hegységben.



4. kép. Réteghézagkarr (Lapiés de Tsanfleuron).

2.2. Körkörös karrformák

2.2.1. Saroknyomkarr (Trittkarren)

Vízszintes, íves talpból és függőleges sarokból álló, emberi sarok lenyomatára hasonlító formák, melyeknek morfológiai jellemzői különösen tág határok között mozoghatnak. Típusos saroknyom esetében a talp és a sarok találkozási íve éles, derékszöget bezáró vonalat képez, alaprajza pedig megközelítőleg félkör alakú. Többnyire kisdőlésű térszíneken csoportosan fejlődnek ki. Mivel egymáshoz közel

helyezkednek el, összekapcsolódásukkal összetett saroknyomok jönnek létre (5. kép).



5. kép. Összetett- és egyszerű saroknyomok. (Lapiés de Tsanfleuron)

Képződésükre több elmélet is született, melyek közül egyik sem tisztázza véglegesen kialakulásukat:

- Hó alatti oldódás (BÖGLI, A. 1976).
- Morfológiai, vagy közettani preformációk (kisebb lépcsők) mentén (FORD, D. C. – WILLIAMS P. W. 1989).
- A lejtőn lefolyó víz örvénylő oldása (VERESS M. - LAKOTÁR K. 1995).
- Turbulens áramlás helyén többlet CO_2 kerül a vízbe (VINCENT, P. 1983).

Az irodalom alapján a saroknyomok speciális típusának tekinthetők a tölcsérkarrok (*Trichterkarren*), bár sem vízszintes talpuk, sem pedig ezzel szöget bezáró sarkuk nincs. Leginkább egy félbevágott tölcsérre hasonlítanak, amelynek félmedencéjéből vályú vezet ki (6. kép). Mindezen morfológiai jellemzőket figyelembe véve a tölcsérkarrokat talán célszerűbb önálló formaként kezelni.



6. kép. Tölcsérkarr (Lapiés de Tsanfleuron).

2.2.2. Madáritató (Kamenitza)

Tál alakú kisformák, amelyek alaprajza változatos lehet. Maximális átmérőjük 1 méter, mélységük 20-25 centiméter lehet. Kialakulásukkal kapcsolatban gyakran felmerül a talaj alatti oldódás és a fagyhatás lehetősége is. Aljzatukon több esetben vékony talajborítás, vagy film vékonyságú törmelékbevonat, esetleg oldási maradék figyelhető meg.

2.2.3. Kürtőkarr (cavernous karren)

Általában néhányszor 10 cm átmérőjű ovális alaprajzú vertikális formák, gyakran több méteres mélységgel (7. kép). Kialakulásukat elősegítik a törések, melyet a törés mentén sorakozó kürtők is bizonyítanak. Az ilyen sorkürtők összenövésével olyan hasadékkarr alakulhat ki, amelynek oldalai őrzik a kürtökre utaló íves lefutást. A kürtők mélyülését gyorsíthatja az aljzaton felgyülemelő talaj. Gyakran helyezkednek el karrvályúkkal összeoldódva, illetve övezetes karros cellák alsó zónájában.

Morfológiailag a kürtővel megegyező formának tekinthető a gyűszűkarr, amelynek mérete maximum néhány centiméter. Kialakulásukat J. N. JENNINGS (1985) esőcseppek becsapódásával magyarázza.



7. kép. Kürtőkarrok (Lapiés de Tsanfleuron).

3. KUTATÁSI MÓDSZEREK

3.1. Karros kutatások története

Az alábbiakban csoportokra bontva tekintem át a karrokat és a karrosodást vizsgáló legfontosabb módszereket. Ezen módszerek ismerete nem hiábavaló, mivel a munka során használt eljárások előzményeit, illetve több esetben korábbi alkalmazásait jelentik. Továbbfejlesztésük, illetve ötvözésük lehetőséget teremt korábban nem vizsgálható feltevések eredményes megoldására. A módszerek ismertetése alkalmat ad arra is, hogy betekintést nyerjünk a karros irodalom válogatott munkáiba.

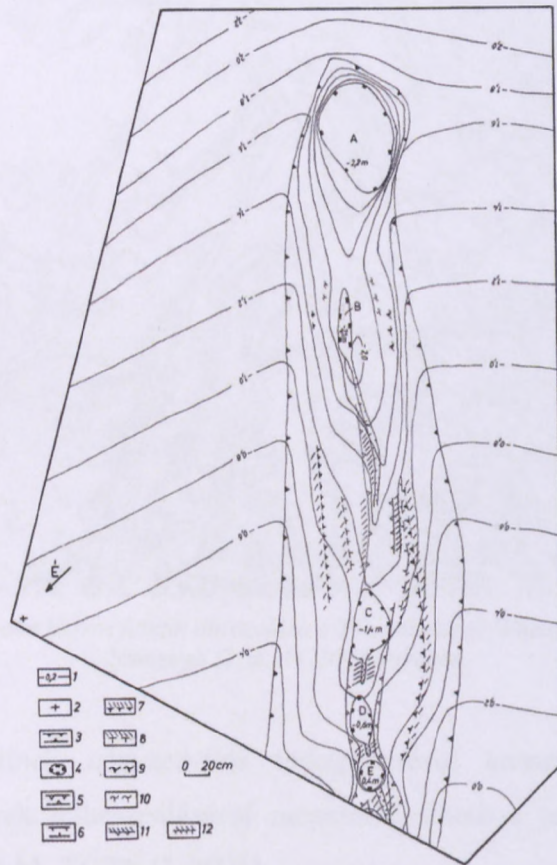
3.1.1. Térképezési módszerek

Mivel a karrok morfológiailag különösen összetett és egyben kisméretű formák a hagyományos térképezési eljárások nehezen ültethetők át karros térszínnek dokumentálására.

Mindjárt az első problémát a megfelelő méretarány megválasztása jelenti, mivel a geomorfológiai térképeknél megszokott méretarányok nem alkalmasak a formák pontos térképi ábrázolására. Az egyedi formák felmérése során 1:5 és 1:10 méretarányú térképek használhatók pontos adatbázis készítéséhez, nagyobb karros térszínnek esetében pedig a 1:20, 1:50, esetleg 1:100 méretarány rögzítheti használhatóan az információkat. Fontos megemlíteni azonban, hogy ezek a méretarányok a mérsékelt övezet karrformáira vonatkoznak, trópusi karrok esetében ettől eltérő méretarányok is használhatók.

A másik fontos problémát a hagyományos térképezési eszközök alkalmazása jelenti. A formák kis mérete miatt a tachymetrálás csak kivételes esetekben használható eredményesen. Széles körben alkalmazható az úgynevezett hálós módszer, melyet alább részletesen ismertetek. A fentiekből következik, hogy a karrok térképezése hagyományos, nagyobb területeket ábrázoló geomorfológiai térképeken nem megoldható. Ezek a térképek ugyanis mindenképpen elnagyoltak a karrformák minősítéséhez. Példaként említhető a Tsanfleuron-i karrterület morfológiai térképe, melyen a 1: 10 000 – es méretarány csak a karrmező karrosodott részeinek feltüntetésére elegendő (REYNARD, E. 1997).

A karrok szintvonalas térképezésére csak a nagyméretű (több méteres) formák alkalmasak, így tehát a módszer alkalmazása erősen korlátozott. Egy-egy különösen jól fejlett forma szintvonalas felmérésére tett kísérletet VERESS M. és BARNA J. (1998), amikor karrvályúk térképezését végezték el a Totes-Gebirgében. Ezen formák hossza 10-15 méter, szélességük pedig 0,5 -1 méter között alakult (1. ábra). A módszerrel az ábrázolás során jól kimutathatók a vályúkban kialakult színlők és kisformák, egy összefüggő felszín felmérése ezzel a módszerrel azonban megoldhatatlanul nagy feladat.

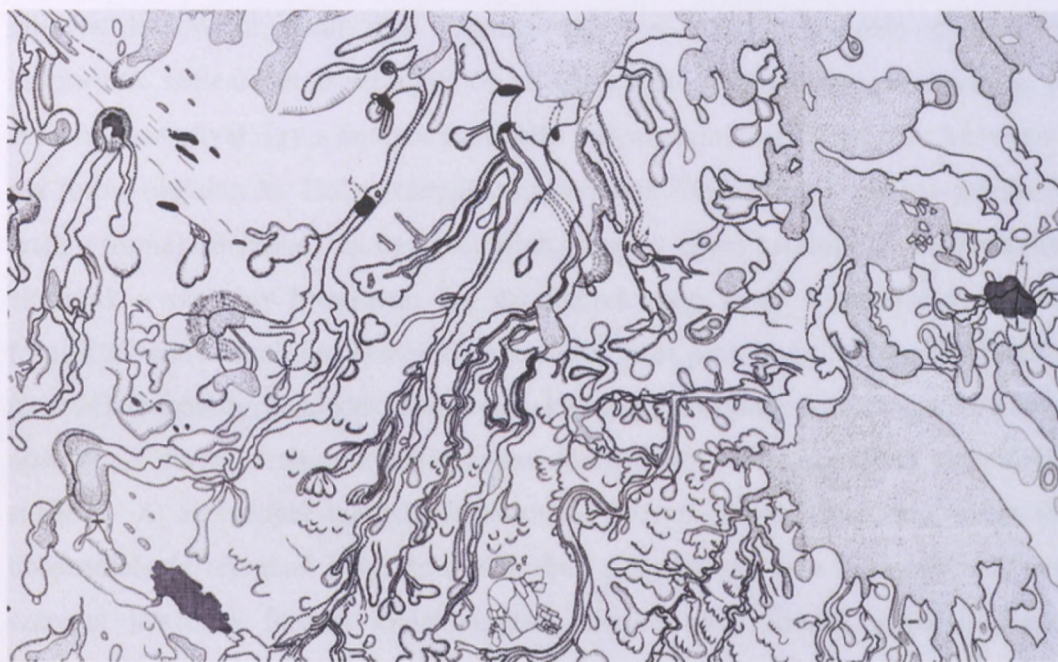


1. ábra. Karrvályú szintvonalas térképe (VERESS M. – BARNA J. 1998).

A négyzethálós térképezés közepes (kb.2x2m) és nagyobb méretű (kb.20x25m) karros felszínek vizsgálatához nyújt megfelelő dokumentációt. A módszer lényege, hogy a kijelölt területet megfelelő szemnagyságú, vízszintes hálóval fedjük le, majd a háló rácspontjaihoz képest megadjuk az egyes formák pontjainak távolságát. Ezeket mindjárt a helyszínen milliméterpapírra rajzoljuk, amelyet célszerű előre felosztani. A pontok összekötésével kirajzolható a felszín

karros formakincse. A hálós rácsávolságát alapvetően a térképezendő terület nagysága és méretaránya határozza meg.

Ezzel a módszerrel 1:10, 1:20 és 1:100 méretarányú térképek készíthetők 10, 20, és 50 cm-es rácsávolságú hálók felhasználásával. A módszert SZUNYOGH G. et al (1998), és VERESS M. et al (1995) alkalmazták, elsősorban magashegységi karrok kutatásánál. A legnagyobb térképezett terület (500 m^2 , $20 \text{ m} \times 25 \text{ m}$) a Totes-Gebirge Widerkar csúcsának közelében készült (2. ábra).



2. ábra. Nagyobb karros felszín ábrázolása a Totes-Gebirge Widerkar-csúcsának közelében Szunyogh G. et al (1998) térképén.

Kisebb felszínek négyzethálós térképezésével karmorfológiai térképek rajzolhatók, amelyek felhasználásával megszerkeszthető a terület kioldódásának története (VERESS M.-TÓTH G. 2001).

3.1.2. Morfometriai módszerek

A morfometria a legszélesebb körben alkalmazott és legváltozatosabb kutatási módszer, mivel könnyen alakítható a körülményekhez, valamint egyaránt alkalmas egyedi formák és karros térszínek vizsgálatához. A morfometriai módszerek előnye továbbá, hogy olyan helyeken is használható, amelyek megközelítése nehéz, mivel könnyen mozgatható eszközöket igényel. Az adatok gyűjtéséhez alkalmazhatók kézi, illetve műszeres mérések is, amelyek aztán statisztikai módszerekkel

dolgozhatók fel. Az alábbiakban ezen módszereket és néhány alkalmazásukat tekintem át.

A karros képződmények morfogenetikájára vonatkozó kutatási módszer a szelvény készítése (VERESS M. et al. 2001, TELBISZ T. 2004.). Ilyenkor egy kifeszített mérőszalag mentén meghatározzuk a forma típusát, mérjük a szélességét, mélységet és irányát, valamint a hordozó térszín dőlésszögét és lejtésirányát. A szelvények hossza 15-25 m a hordozó térszín méretétől függően. Az adatok alapján többféle fajlagos és összesített paramétert számíthatunk ki. Meghatározhatjuk a fajlagos kioldódást, amit úgy kapunk, hogy a szelvény mentén előforduló karrformák szélességét összeadjuk és az így kapott össz-szélességet elosztjuk a szelvény hosszával. Így a fajlagos kioldódás megmutatja, hogy 1 méteren hány cm-nyi forma oldódott ki. Ezt a számítást megtehetjük formánként is. Másik jellemző érték a formák sűrűsége. Ezt úgy számítjuk, hogy az egyes karrformák darabszámát elosztjuk a szelvény hosszával. Így azt kapjuk meg, hogy 1 méterre az egyes formákból hány darab jut. Ebből következtetni lehet arra, hogy bizonyos kialakító tényezők (lejtőszög, csapadék, növényzet, kitettség, stb.) mely formák gyakoriságát növelik. A formák iránya kördiagramon ábrázolható darabszámuknak megfelelő sugárral. A szelvények adatait felhasználva következtetni lehet arra, hogy a hordozófelszín rétegtani helyzete (elsősorban a lejtésirány és a lejtőszög) milyen szerepet játszik a formák kialakulásában, illetve mely formák kialakulásának kedvez.

Szintén elterjedt és eredményesen használható módszer, amikor az azonos formák különböző paramétereit hasonlítjuk össze. A módszer lényege, hogy kiválasztjuk a formák egy vagy több jellemző paraméterét (szélesség, mélység, hosszúság, stb.) és azt mérjük változó körülmények között (lejtőszög, kitettség, csapadék, stb.). Elsősorban akkor érdemes alkalmazni, amikor egy karros formát altípusokra szeretnénk különíteni. Ilyenkor a formák sajátosságaihoz igazodóan választjuk ki a paramétereket és az azokból képzett hányadosból vonunk le következtetéseket. Az általános meghatározásból következik, hogy a módszernek szinte végtelenül sok változata létezik, attól függően, hogy melyik paramétert tekintjük meghatározónak, ill. melyik külső körülményre helyezzük a hangsúlyt. Az alábbiakban néhány eredményes alkalmazást mutatok be a teljesség igénye nélkül.

P. J. VINCENT a saroknyomok különböző paramétereit vizsgálta és mérte a közöttük fennálló kapcsolatot. Vizsgálataiból kiderül, hogy a saroknyomok

jellemző paraméterei (pl. sarok magassága, talp területe, sarok ívhossza, stb.) között fennálló kapcsolat nem véletlenszerű (VINCENT, P. J. 1983). Szintén saroknyomokat vizsgált hasonló módszerrel BALOGH Z. (1998), aki különböző lejtőszögű lejtőkön (10°, 20°, 25°, 40°) mérte a saroknyomok paramétereit. Az adatok elemzésénél abból indult ki, hogy az eltérő méretű saroknyomok egy fejlődési sor különböző fázisait képviselik.

L. ROSE és P. J. VINCENT (1983) hasadékkarrok szélességét mérték három különböző területen, majd az eredményeket gyakoriság szerint oszlopdiagramon ábrázolták. Eredményként azt a következtetést vonták le, hogy a három terület hasadékkarjai két különböző időben képződtek, a jégelborítás előtt, illetve után.

A meanderkarrok esetében a vályú kanyargásából származó paramétereket érdemes megragadni, hiszen a tipizáláshoz ezek nyújtják a legfontosabb jellemzőket, valamint lehetővé teszik, hogy ezeket a mikroformákat más meandertípusokkal is összevegyük. Elsőként J. ZELLER (1967) volt az, aki ilyen megfontolások alapján mérte a meanderkarrok szinuózítását, a meanderívek hosszát és a meanderöv szélességét. Az adatokat összevetve folyóvízi meanderekkel és gleccserekkel arra az eredményre jutott, hogy a karmeanderek szinuózítása a legnagyobb. Eredményeiből az is kiderült, hogy minél szélesebb a vályú, annál nagyobb a meanderöv szélessége, tehát az áramló víz szélessége befolyásolja a meanderezés mértékét.

VERESS M. (1995) szintén a meanderkarokat vizsgálta morfológiai módszerekkel. A kanyarulat két oldalának részletes mérésével különített el hurokmeandert, roncsmeandert és kifejlődő meandert.

3.1.3. Oldódási vizsgálatok

Az oldódást kutató módszerek közé soroljuk azokat a vizsgálatokat, melyek az oldódás folyamatával (a kémiai reakció lefolyásával), sebességével, illetve a karros lepusztulás mechanizmusával foglalkoznak. Ezen módszereket három nagy csoportba lehet osztani.

A vizsgálatok első nagy csoportját képezik azok, melyek megállapítva a forma kialakulásának kezdetét, a formák méretének megmérésével számítják ki az oldódás sebességét. Ezzel természetesen átlagértéket kapnak, és nem számolnak azzal, hogy az eltelt idő során változhatott az oldódás intenzitása. A kutatók többsége a formák

kialakulásának kezdetét a jég visszahúzódásától számítja, feltételezve azt, hogy a forma kialakulása azonnal elkezdődött. Ezek közül a módszerek közül elsőnek A. BÖGLI (1961) említhető, aki a karrasztalok magasságának mérésével határozta meg a felszín karros eredetű lepusztulásának sebességét. A karrasztalok magassága 10-15 cm között alakult, így a jég visszahúzódását tízezer évnél véve alapul, a lepusztulás sebessége 10-15 mm/ezrenként év.

Hasonló módszert alkalmazott D. SELLIER (1997) grániton. A bretagne-i megalitokon kialakult formák méretét mérte, miközben azzal számolt, hogy a kőzetek ötezer évenként kerültek jelenlegi helyükre.

A második nagy csoportot azok a módszerek képezik, amelyek az oldódás vagy lepusztulás sebességét közvetlenül mérik úgy, hogy egy ismert időpontban elhelyezett fix magassághoz képest mérik a lepusztulás mértékét. F. CUCCHI et al. (1996) fémcsapokat helyeztek el a kőzetben és ehhez képest mérte a felszín alacsonyodását. Ugyanezt a módszert alkalmazta egy francia expedíció a chilei Diego de Almagro szigetén. Az általuk vizsgált márványon ötven évvel korábban hagytak jeleket vízhatlan festékekkel. A festék által megvédett folt 3 mm-rel magasodott a környező felszín fölé (HOBLEA, F. et al. 2001).

A harmadik csoportba az oldódási vizsgálatok egyéb módszerei sorolhatók. Több kutató is próbálkozott azzal, hogy a különböző helyeken nyert karsztvíz oldott anyag tartalmát határozták meg és ebből következtettek a lepusztulás mértékére (SWEETING, M. M. 1966, NEWSON, M. D. 1970, THOMAS, T. M. 1970). Ennél a módszernél alapvető fontosságú, hogy az adott forráshoz tartozó vízgyűjtőterület jól körülhatárolt legyen. Szintén F. HOBLEA (2001) és társai mérték a már említett Diego de Almagro szigeten a madáritatók vizének oldott anyag tartalmát, az oldódás kezdetét pedig tízezer évben határozták meg (a jégtakaró visszahúzódása). Így a számításaik szerint a lepusztulás 95 mm/ezrenként év. Ez figyelembe véve a sziget 8000 mm/év csapadékát, összhangban van a mérsékelt övezetben végbemenő oldódással.

Az oldásos eredetű lepusztulás mértékét szokták talajjal fedett karsztokon is vizsgálni. Ezen vizsgálatok célja, hogy a talaj karsztosodásra, illetve karrosodásra gyakorolt hatását elemezzék. A legtöbb kutató a talaj kémiai összetételéből indul ki. Talajjal fedett mészkőfelszín esetében elterjedt az a módszer, amikor meghatározott tömegű mészkőkockákat helyeznek a talajba, majd bizonyos idő elteltével újból megméri a tömegüket. A kocka tömegének csökkenéséből állapítható meg az

oldódás mértéke (TRUDGILL, S. T. 1975, 1985, KASHIMA, N. et al. 1996). Trudgill megállapítása szerint magas nehézfém-tartalom és alacsony mészkő-tartalom mellett nagyobb az oldódás intenzitása.

Összességében megállapítható, hogy az oldódás sebességének, illetve a formák növekedésének a sebessége a karrok kutatásának egyik legbizonytalanabb területe. Ennek elsődleges oka az, hogy az oldódást és annak sebességét számtalan környezeti hatás befolyásolja. A csapadék mennyisége, a kőzetminőség, a növényzet, a talaj és a hőmérséklet akár nagyságrendekkel is tudják módosítani az oldódás helyi sebességét. Az eddigi adatok alapján annyi bizonyos, hogy az oldódásra kapott értékek többsége 0,4 és 15 mm/ezer év között alakulnak 1500-2500 mm-es évi csapadékkal számolva.

3.1.4. Kőzettani viszonyok vizsgálata

Mivel a mészkőnek számos tulajdonsága befolyásolja a karrosodást, az erre irányuló vizsgálatok is jelentős számban képviseltetik magukat a szakirodalomban. Az alább leírt összefoglaló azokat a módszereket mutatja be, amelyek közvetlenül kapcsolódnak a karsztmorfológiához.

Az oldódás térbeli kiterjedését jelentősen befolyásoló tényező az érdesség, melyet több kutató is vizsgált. J. MOSES et al. (1996) elektromikroszkópot alkalmaztak az érdesség kimutatásához. J. CROWTHER (1996) manuális módszert használt. A felszínre merőlegesen pálcikákat helyezett el majd azt lefényképezte. A fényképet digitalizálta, aminek segítségével a pálcikák magasságkülönbségéből határozta meg az érdességet.

A karrosodás és a lejtőszög kapcsolata alapvető fontosságú, mivel a hosszanti formák lejtésirányban alakulnak ki, a hordozó térszín dőlésszöge pedig meghatározza az oldószer áramlási sebességét. Az egyik ilyen kísérlet J. R. GLEW és D. C. FORD (1980) nevéhez fűződik, akik laboratóriumi körülmények között különböző dőlésszögű (35°, 45°, 55°) gipszlapokat csepegtettek. Megállapították, hogy a dőlésszög növekedésével nő a rillenkarok hossza is. Ezután különböző anyagú felületeket csepegtettek, amiből az derült ki, hogy a mészkövön szélesebb rillenkarok fejlődnek ki, mint són vagy gipszen. D. N. MOTTERSHEAD (1996) 10°-os osztályközökbe sorolta a lejtőket és ezen mérte a rillenkarok gyakoriságát. Eredményei azt mutatják, hogy a 60-70°-os lejtőn legnagyobb a számuk.

A formák gyakoriságát, típusát, méretét szintén nagymértékben befolyásolja a kőzetminőség. A porózus, vagy túl nagy szemcséjű mészkövek kevésbé karrosodnak. A hasadékkarrok kialakulását pedig a kőzet fejlett töréshálózata segíti elő. P. J. VINCENT (1996) a rillenkarrok kialakulásán keresztül vizsgálta a hordozó felszín mésztartalmát és szemcseméretét és arra a következtetésre jutott, hogy a nagy mésztartalom és finom szemcsézettség kedvez a rillenkarrok kialakulásának.

3.1.5. Matematikai modellezés és számítógépes szimuláció

A karsztos folyamatok matematikai modellezése a karsztkutatás egyik fontos pillérének tekinthető, amely népszerű kutatási téma a nemzetközi és a hazai irodalomban egyaránt. A modellezés feladata a karsztos oldás kémiai és fizikai törvényeiből kiindulva olyan matematikai modellek alkotása, amelyekkel értelmezhetők a karsztmorfológiában felismert formák és jelenségek. A modellek némi leegyszerűsítéssel tükrözik a valóságot, alkalmazásuk mégis alapvető fontosságú a karsztok kutatásában, hiszen felhasználásukkal lehetőség nyílik másként fel nem ismerhető összefüggések meglátására is. A módszer elsősorban a karsztosodás folyamatát, annak kémiai és fizikai tulajdonságait kutatja eredményesen (PLUMMER, L. N. et al. 1978, BÖGLI, A. 1980, BUCHMANN, D. –DREYBRODT, W. 1985, DREYBRODT W. 1988.). A hazai alkalmazások közül ZÁMBÓ L. (1986), SZUNYOGH G. (1994, 1995, 2000a, 2000b, 2003) PÉNTEK K. (2004), PÉNTEK K. – VERESS M. (2002) és PÉNTEK et al (1998) emelhető ki. Az eddig egyetlen hazai számítógépes szimuláció TELBISZ T. (2003) nevéhez fűződik, aki a karsztos felszínfejlődés szimulációját végezte el, kiemelt figyelmet szentelve a töbormorfológiának és – fejlődésnek. A szimulációt továbbfejlesztve egy dachsteini réteglapos felszín karrvályúinak morfológiai fejlődését is modellezte (TELBISZ T. 2004).

3.2. A disszertáció elkészítéséhez alkalmazott módszerek

A felszínformákat kutató vizsgálatok általában valamilyen dokumentációs eljárásból, morfometriából és statisztikából tevődnek össze. A disszertáció elkészítése során alkalmazott módszerek a fent bemutatottak közül többnek az előnyös tulajdonságát felhasználják és ötvözik. Amint azt már a bevezetőben is

említettem a karros formák kutatása akkor járhat sikerrel, ha a terepi méréseket ötvözzük térinformatikai eljárásokkal. Az adatok felvételezése során kitűzött legfontosabb célnak azt tartottam, hogy olyan módszert alkalmazzak, amely az adott karros felszín (cella) teljes formakincsét képes megragadni és adatbázisba rendezni.

3.2.1. Az adatgyűjtés

A formák és a karros cellák terepi felmérése során az adatok többféle dokumentációs módszerrel kerültek rögzítésre.

Hagyományos morfometriai eljárást alkalmaztunk a Júliai-Alpok karrmeandereinek vizsgálatakor (TÓTH G. - BALOGH Z. 2000). A meanderkarrok vízgyűjtőterületét hasadékokkal lokalizáltuk, valamint kihasználtuk azon tulajdonságukat, hogy lejtésirányban fejlődnek ki. A két különálló mintaterület lejtőszöge 5° körül alakult a hasadékok által határolt terület egészén, ami rendkívül fontos a vizsgálat szempontjából. Így ugyanis biztosan ki tudtuk jelölni azt a területet, amelyről a meanderező vályúk táplálkoznak. Ezután lejtésirányban megmértük a vályúk felső végpontjának és a hordozó felszín felső határát képező hasadéknak a távolságát. Ez a távolság megadja a lefolyási terület legnagyobb kiterjedését, amelynek alapján következtetni lehet az egyes vályúkba jutó víz mennyiségére (11. ábra).

Szintén morfometriával határoztuk meg a hasadékkarrok szélessége és mélysége között fennálló kapcsolatot. A hasadékkarrok oldalfala mentén 10 cm-enként mértük a szélességet és a mélységet. Az adatokat koordináta rendszerben ábrázolva kiszerezgettük a regressziós egyenest, valamint meghatároztuk annak képletét. A képlet segítségével számoltuk ki a hasadékkarrok térfogatát.

Morfometriai módszert alkalmaztunk továbbá a karros cellák fotogrammetriai vizsgálatakor is. A terepen mért adatok arra szolgáltak, hogy ellenőrizzük és pontosítsuk a térinformatikai eljárást. Több könnyen azonosítható ponton mértük a formák jellemző kiterjedését, amelyeket pontosan azon a helyen újramértünk a tájékozott fényképeken is.

GPS-szel végeztem adatgyűjtést a Lapiés de Tsanfleuron térképének elkészítésekor. A terepbejárás során nevezetes pontokat (a későbbi morfológiai zónák határát) jelöltem ki, amelyek koordinátáit GPS-szel rögzítettem. Ezek a

koordináták a terület domborzatmodelljén ábrázolva megadták a morfológiai zónák határát. Az ábrázolás során felvittük a modellre E. REYNARD (1997) geomorfológiai térképét is, amely az adatok pontosításában és a morfológiai tartományok kijelölésében nyújtott segítséget. Először elkülönítettem a nem karros térszíneket (moréna, olvadékvíz síkság, talaj, gleccser, stb.), így a maradvány területek jelentették a karmorfológiai tartományokat. Ezen területek osztályozását végeztem el a terepen mért koordináták felhasználásával.

A vizsgált karros cellák koordinátái szintén GPS-szel mértem meg. Ezeket a pontokat is elhelyeztük a domborzatmodellen, majd megmértük a gleccsertől való távolságukat. A távolság és a cella fejlettsége alapján következtetni lehet a jelenlegi formakincs kifejlődési idejére.

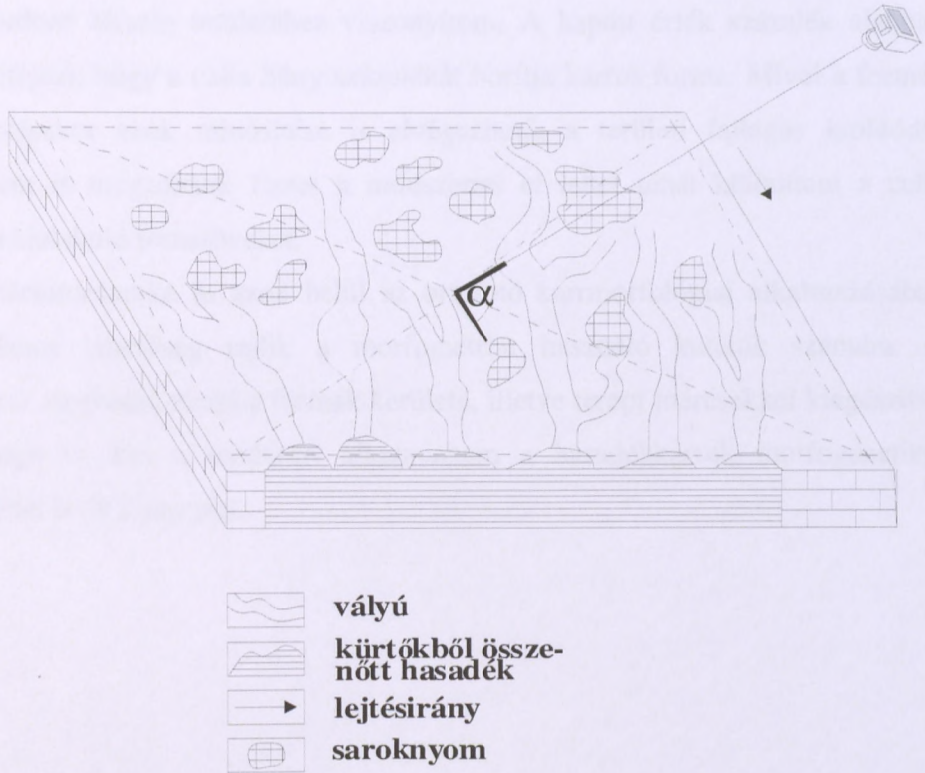
Nagyobb karros felszínek felmérésével eddig csak SZUNYOGH G. et al (1998), VERESS M. (1995) és TELBISZ T. (2004) munkáiban találkozhatunk. Az általam használt földi fotogrammetriai eljárást az építészet dolgozta ki műemlék épületek rekonstrukciójához, karros felszínek dokumentálására először került alkalmazásra. A módszer számos előnye kihasználható karros felszínek térképezésekor:

- Talán a legfontosabb azt kiemelni, hogy képes az egész felszínt megragadni, így a karros cella teljes morfológiája felmérésre kerül. Ez a karros cellák tanulmányozásakor nélkülözhetetlen.
- További előnye, hogy szinte végtelen mennyiségű adat mérhető akár utólagosan is. Hagyományos térképezési eszközökkel képtelenség lenne megfelelő mennyiségű pontos adatot produkálni.
- Lehetőséget nyújt a formák területének meghatározására. Abban az esetben, ha kézi módszerrel mélységet is mérünk a formák térfogata is megadható.
- A térinformatikai dokumentáció segítségével bármely adat utólagosan újramérhető. Így tehát, ha valamely adat a feldolgozás során válik fontossá és a terepen nem mértük meg, ezt pótolhatjuk a tájékozott térképen.

Az előnyök mellett a módszer néhány olyan hátránnyal is rendelkezik, amelyek elsősorban a terep adottságaiból következnek. Az alkalmazás korlátait a következőkben mutatom be:

- Az eredeti alkalmazástól eltérően az általam felmért karros cellák nem függőlegesek, mint az épületek falai, így ezzel a problémával a képek tájékozásakor kell megbirkózni.
- Olyan terepen használható csak, amely alkalmas fotózásra. Utólagos visszatorzítással javíthatunk a perspektivikus torzításon, túl hegyes optikai tengely esetén azonban ez nem elegendő. Mindenképpen célszerű tehát magasabb pontról fényképezni.
- Nedves felületen nem alkalmazható, mivel a fotón a formák körvonala összemosódik a hordozó térszínnel.
- Pontosságának határt szab az, hogy milyen pontosan állapítható meg a formák körvonala. Ez a probléma azonban több forma esetében terepen is fennáll.

A terepi munka során minden karros cellán négy tájékozási pontot helyeztünk el egy képzeletbeli téglalap négy sarkán, amelyeknek megmértük az egymáshoz képesti távolságát, beleértve az átlókat is. A területet egy magasabb pontról ismert optikai szöggel lefényképeztük (3. ábra). Az így kapott digitális fotót a fent említett probléma kiküszöbölésére torzítanunk kellett. Az ezt követő tájékozás után térképként tudtuk felhasználni a fotókat. Ezután a méretarányos képeken Arcview program segítségével megrajzoltuk az egyes formák körvonalait úgy, hogy a különböző formák területét más-más színnel jelöltük. Így a vizsgált mintaterületek mindegyikéről karmorfológiai térkép készült, amelyről bármely forma területe leolvasható.



3. ábra. Az ortofotó elkészítéséhez használt terepi eljárás.
A szaggatott vonal a terepen mért adatokat jelzi.

3.2.2. Az adatok feldolgozása

A földi fotogrammetria előnyeként említettük azt, hogy tömeges mennyiségben produkál adatokat. Az Arcview program felhasználásával meghatároztuk a mintaterületeken (cellákon) található minden forma területét. A VERESS M. et al. (2001) által bevezetett fajlagos szélesség mintájára az adatokból területi fajlagos kioldódást számítottam, kihasználva a karmorfológiai térképek adta lehetőséget. A formák összterületét elosztva a hordozó térszín területével kaptuk a területi fajlagos kioldódást, ami azt fejezi ki, hogy hány m^2 forma (forma-összterület) jut a karros cella egységnyi területére.

$$\text{A területi fajlagos kioldódás} = \frac{\sum_{i=1}^n t_i}{T},$$

ahol t_i jelenti az i -edik forma területét ($1 \leq i \leq n$), T pedig a karros cella területét.

Az általam használt területi fajlagos kioldódás tehát abban különbözik a fajlagos szélességtől, hogy nem szelvény mentén, hanem területen értelmezem és az

egész hordozó térszín területéhez viszonyítom. A kapott érték százalék alakban felírva kifejezi, hogy a cella hány százalékát borítja karros forma. Mivel a formák megrajzolásakor azok minősítése is elvégezhető, a területi fajlagos kioldódás formánként is megadható. Ezzel a módszerrel el lehet tehát különíteni a cella felszínén kialakuló formaöveket.

A térinformatika és azon belül az ortofotó karmorfológiai alkalmazásában még számos lehetőség rejlik a morfometriát használó kutatók számára. A módszerrel meghatározható a formák kerülete, illetve terepi mérésekkel kiegészítve a mélysége is. Ezt a módszert alkalmaztam a hasadékkarrok morfogenetikai elemzésénél is (9.2. fejezet).

4. A KARROK SZERVEZŐDÉSI SZINTJEI – A KARROS EGYSÉG

A karrok kutatástörténetében újabb és újabb rendszerezésekkel találkozunk, melyre minden bizonnyal a formák szinte végtelen változatossága ösztönzi a kutatókat. A témában született tanulmányok gyakori végterméke valamilyen szempontú osztályozás, amely megpróbálja áttekinthetővé tenni a karrok változatos világát. Tapasztalataim szerint ezen rendszerezések különböző okokból ugyan, de nem zárulnak maradandó eredménnyel. A sikertelenség egyik legfőbb oka az lehet, hogy a szerzők mást és mást értenek formán, formaegyüttesen, karros cellán és karros egységen. Másik fontos probléma a kutatók azon törekvése, hogy rendszerezésükben az összes eddig leírt karros formát el akarják helyezni. Ez az előbb felsorolt összes szerveződési szinten gyakorlatilag megoldhatatlan feladat. A formák és a hozzájuk tartozó fogalmak sokszínűsége így azt vetíti elénk, hogy olyan rendszerezés, amelyben minden szint az összes lehetséges földrajzi környezetben előforduló változatával képviselteti magát, nem készíthető.

A fejezet célja definiálni azokat a szerveződési szinteket, amelyen a karrok rendszerbe foglalhatók. A karros rendszer szintjeinek meghatározását terepi tapasztalatok és az elődök rendszerezési munkája alapján végeztem el, ezért azon karros csoportosítások rövid bemutatása, amelyek a teljességre törekednek mindenképpen szükséges. A rendszer fejlődésének érzékeltetése céljából az áttekintést időrendi sorrendben végzem el.

4.1. A karrok rendszerezése

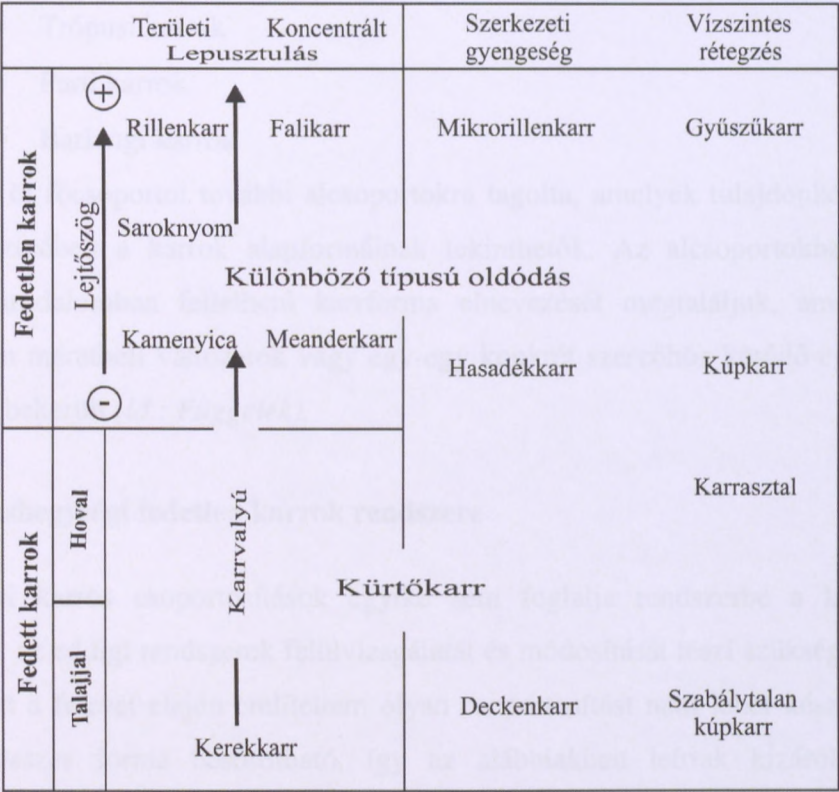
Az első általánosan karrokat bemutató és karros formákat elkülönítő tanulmány J. CVIJIČ (1924) tollából született, rendszerezésnek azonban még korántsem tekinthető. Írásából azt is nehéz pontosan megállapítani, hogy mikor melyik formára gondol a mai értelemben, hiszen a ma használatos terminológia még nem létezett. Munkájában azonosítani lehet csatornákat, ami egyaránt jelenti a rovátkákat, a vályúkat és a falikarrokat is. Ettől elkülönülő hosszanti formák a hasadékok, amelyek kialakulását töréshez köti, bár néhány mondatában megtévesztően a vályúk kialakulását is törésekből vezeti le. Beszámol körkörös formákról is, a kamenyica és a kürtő azonban nem különül el élesen.

Leírja viszont a karros felszínfejlődés szakaszait, amelyben a Davisi-ciklustan elemei fedezhetők fel. Fiatal- érett- és idős állapotot különít el, úgy hogy a felszín felszabdálását elsősorban vályúk végzik. Megállapítja, hogy a folyamat gyorsabb lehet, mint a karsztos lepusztulás sebessége. Ezzel szemben ha homokkő, pala, dolomit vagy márga keveredik a mészkőbe a karros lepusztulás folyamata akár le is állhat.

A karrok általánosságban elterjedt rendszerezését A. BÖGLI (1960, 1976) végezte el, bár munkássága inkább terminológiai, mintsem genetikai elvű rendszerezés. Tény azonban, hogy ő a magashegységi karrok első részletes leírója, így tanulmányaihoz szinte minden alkalommal vissza kell nyúlnunk. Az általa alkotott német elnevezéseket még az angol nyelvű szakirodalom is változatlan formában vette át, sőt szakkifejezései a magyarban is használatosak.

Csoportosítását több szempont figyelembevételével készítette el. Három csoportot különített el a hordozófelszín fedettsége szerint: fedett-, félig fedett-, és fedetlen felszínek karrjai. A formákat megkülönböztette morfológiájuk szerint, ami a formák elnevezését is jelenti egyben, valamint külön csoportot hozott létre a több formából álló formaegyütteseknek. Rendszerezésében a földrajzi környezet figyelembe vételére is kísérletet tesz, amennyiben a fenti csoportokon kívül megkülönböztet barlangi- és parti karrokat is. Csoportosítása a sokféle szempont megjelenése miatt ma már nehezen használható, elnevezései azonban a karros terminológia alapvető szókészletét adják.

W. B. WHITE (1988) csoportosítása genetikai szemléletű, melynek kiemelt szempontjai a lejtőszög, a fedettség és a közetszerkezet (4. ábra). Osztályozása valóban a meghatározó szempontokat veszi figyelembe, hátránya viszont, hogy kizárólag az egyedi karrformák helyezhetők el benne. Dicsérendő azon törekvése, hogy áttekinthető legyen, azonban nem fejleszthető tovább az összeoldódott formák és a karros cellák irányába.



4. ábra. WHITE W. B. (1988) genetikai szemléletű osztályozása.

D. C. FORD (1989) legfőbb újítása, hogy a formákat négy csoportba sorolva egyszerre vesz figyelembe morfometriai és genetikai szempontokat. Csoportjai a következők:

- Köralakú (central) formák
- Közetszerkezettől függő lineáris formák
- Áramlástól függő lineáris formák
- Poligenetikus formák

Mivel számos karrtípusnak nem talált helyet áthidaló megoldásként a poligenetikus formák csoportjába minden olyan formát vagy formacsoportot besorolt, ami az előző három kategóriába nem illeszthető be. Így ide kerültek a parti karrok, a mészkőjárdá, a szigethegyes karszt, a köerdőkarr, a labirintuskarszt, sőt még a talajjal fedett karrok és a karrmező is.

A legfrissebb és talán éppen ezért a legkomplexebb rendszerezés VERESS M. (2004) nevéhez fűződik, aki a karrokat elhelyezkedésük alapján öt csoportba sorolta:

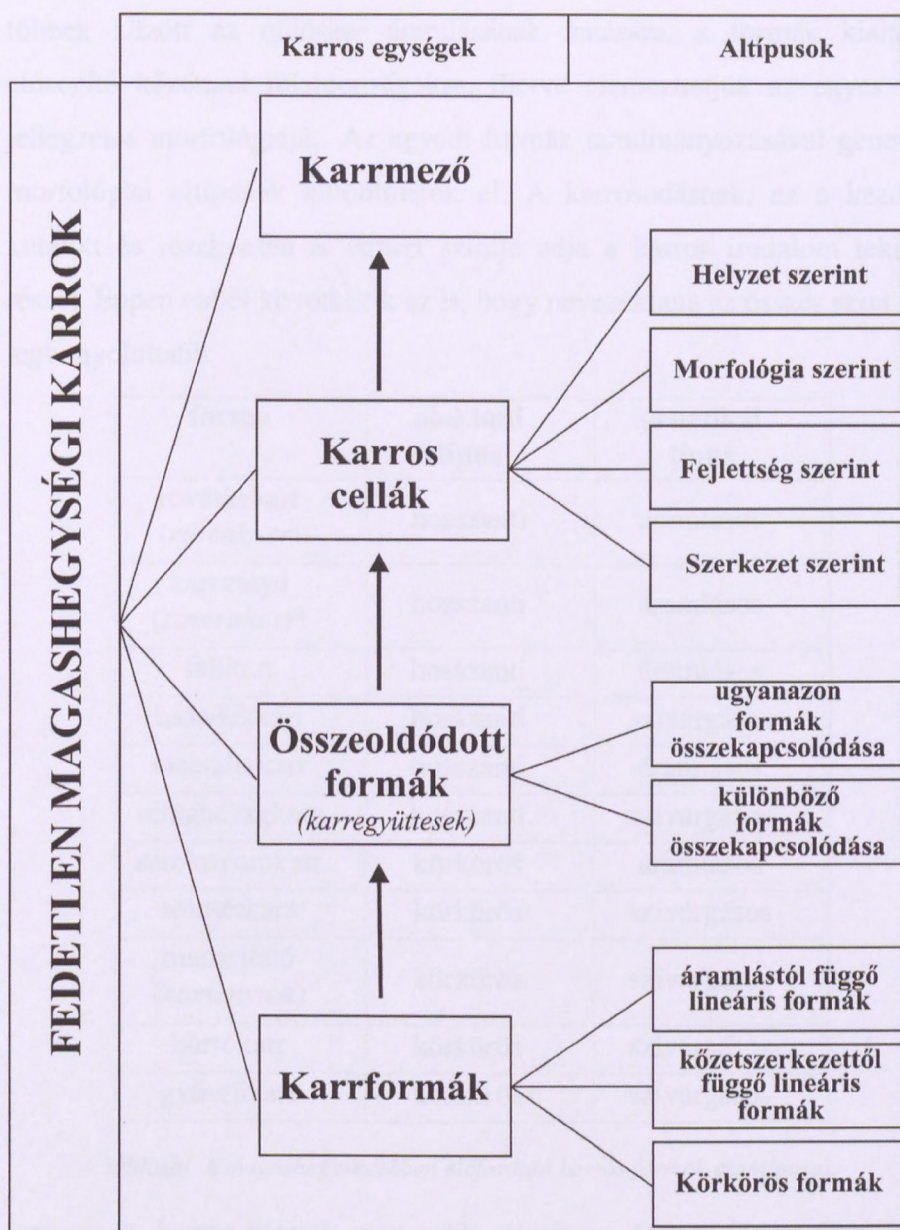
- Fedetlen közetfelszínnek karjai
- Talaj alatti karrok

- Trópusi karrok
- Parti karrok
- Barlangi karrok

Ezt az öt főcsoportot további alcsoportokra tagolta, amelyek tulajdonképpen Bögli rendszerében a karrok alapformáinak tekinthetők. Az alcsoportokban az összes szakirodalomban fellelhető karrforma elnevezését megtaláljuk, amelyek közé gyakran méretbeli változatok vagy egy-egy konkrét szerzőhöz kötődő egyedi elnevezés is bekerült (*ld.: Függelék*).

4.2. A magashegységi fedetlen karrok rendszere

A fenti karros csoportosítások egyike sem foglalja rendszerbe a karros cellákat, ami az eddigi rendszerek felülvizsgálatát és módosítását teszi szükségessé. Mint már azt a fejezet elején említettem olyan csoportosítást nem lehet készíteni, amibe az összes forma besorolható, így az alábbiakban leírtak kizárólag a magashegységi fedetlen karrokra vonatkoznak. Az új rendszer kialakításához el kell választanunk egymástól a karros egység és a karros cella fogalmát, mivel az eddig megjelent tanulmányokban a két fogalom egymás szinonimájaként szerepelt. (VERESS M. 2004, TÓTH G.-SCHLÄFFER R. 2004, TÓTH G. et al. 2005). A karros egységet általános fogalomként értelmezem, amely a karros formák rendszerezésének szintjeit jelöli. Így tehát a karros egység felfogható a karros csoportosítás mértékegységeként is. Ebben az értelemben a rendszer négy szintre, azaz négy karros egységre bontható, melyek egymásra épülnek. A rendszerezést úgy készítettem el, hogy altípusaiba beépítettem a korábbi csoportosítások (FORD, D. C. 1989, VERESS M. 2004) eredményeit is (5. ábra).



5. ábra. A magashegységi fedetlen karros egységek rendszere.
(A karros cellák további csoportosítása a 7. fejezetben található.)

- Az egyedi karrformák képviselik a karros egységek alapszintjét. Egyedi formákról beszélhetünk akkor, ha a formák különállóan fordulnak elő, tehát területük nem kapcsolódik egymáshoz. A formák önmagukban felfoghatók tehát a felszín egy oldódási egységeként. Ebbe a kategóriába sorolhatjuk az I. táblázat alapformáit és azok különböző változatait. Ezeket a formákat morfometriájuk alapján lineáris- és körkörös csoportra oszthatjuk, amely felosztás egyébként genetikájukra is utal. Az egyedi formák vizsgálatából számos részletkérdésre kaphatunk választ. Következtethetünk

többek között az oldószer áramlásának hatására, a formák kialakulását elősegítő közettani tulajdonságokra, illetve elemezhetjük az egyes formák jellegzetes morfológiáját. Az egyedi formák tanulmányozásával genetikai és morfológiai altípusok különíthetők el. A karrosodásnak, ez a kezdetektől kutatott és részletesen is ismert szintje adja a karros irodalom tekintélyes részét. Éppen ebből következik az is, hogy nevezéktana az összes szint közül a legbonyolultabb.

forma	alaktani típus	genetikai típus
rovátkakarr (rillenkarr)	hosszanti	áramlásos
karrvályú (rinnenkarr)	hosszanti	áramlásos
falikarr	hosszanti	áramlásos
hasadékkarr	hosszanti	szivárgásos
meanderkarr	hosszanti	áramlásos
rétéghézagkarr	hosszanti	szivárgásos
saroknyomkarr	körkörös	áramlásos
tölcsérkarr	körkörös	szivárgásos
madáritató (kamenyica)	körkörös	szivárgásos
kürtőkarr	körkörös	szivárgásos
gyűszűkarr	körkörös	szivárgásos

I. táblázat. A magashegységekben előforduló karros formák alaptípusai.

- A karros formák magasabb szintje az összeoldódott formák, vagy formaegyüttesek. Összeoldódott formán az egyedi formák összekapcsolódását értem. Ezen a szinten néhány egyedi forma alkot önálló fejlődési egységet, úgy hogy területileg egymáshoz kapcsolódnak. A kategória legfőbb kritériuma tehát a területi összekapcsolódás, ami azt is jelenti, hogy az egyik formából közvetlenül jut oldószer a másikba. A karrok ezen szintje a variációs lehetőségek magas száma miatt nehezen, vagy egyáltalán nem foglalható rendszerbe. VERESS M. (2004) összeoldódás vizsgálatai alapján két nagy csoportot alakított ki a formák összekapcsolódásának lehetséges variációi szerint, amelyen belül számtalan összeoldódási lehetőséget tipizál. Az egyik esetben két azonos egyedi forma területe oldódik össze, ekkor a létrejött

formaegyüttes felfogható az egyedi karrforma összetett változataként is. Gyakori jelenség az összeoldódás például a saroknyomok esetében. A másik esetben különböző karros formák területe kapcsolódik össze (8. kép).



8. kép. Saroknyomok és karrvályú alkotnak formaegyüttest.

- A harmadik szintet alkotják a karros cellák. A karros cellák a karros formák rendszerének azon szintjét képviselik, amelynek területén a karrosodás azonos feltételek mellett megy végbe. A karros cella egyedi formái területileg nem feltétlenül kapcsolódnak egymásba, de hidrográfiaiilag egy rendszert alkotnak. A disszertáció 7. fejezete a karros cellák felszínfejlődésével és osztályozásával foglalkozik részletesen.

- A karros formák legnagyobb területű egysége a karrmező (*Karrenfeld*). Több km^2 nagyságú, összetett, morfológiaiilag tagolt terület, amelyet karrformák borítanak. Vizsgálatának módszere a geomorfológiai térképezés lehet, mellyel például a gleccser karrosodásra gyakorolt hatását tudjuk tanulmányozni. Egyaránt állhat egyedi karrformákból, karregyüttesekből és karros cellákból is. Példaként említhető egy karsztos kőzeten kialakult gleccser előtere.

5. A MAGASHEGYSÉGI KARROS LEPUSZTULÁS JELLEMZŐI

A karrosodást, mint a karsztos lepusztulás egy speciális típusát, vagy részfolyamatát számos olyan körülmény befolyásolja, amely bármelyik földrajzi övben szabályozza az oldódás lefolyását. Ilyen például a talaj, a kőzetminőség, a hőmérséklet, az oldószer áramlási sebessége, vagy a csapadék mennyisége és eloszlása. A fejezetben azokat a sajátosságokat emelem ki, amelyek kifejezetten a mészkő magashegységek fedetlen sziklafelszínein jelentkezők, vagy máshol is előfordulnak, de hatásukat itt fejtik ki legaktívabban.

5.1. A glaciális erózió hatása a karrosodásra

A magashegységi karrosodás folyamata elválaszthatatlan a glaciális erózió formáitól, mivel a recens karrosodáshoz a pleisztocénben kialakult glaciális morfológia biztosítja a színteret. Az a felszín tehát, amely a karrosodás morfológiai környezetét jelenti glaciális nyomokat visel magán. A fedetlen karrosodásra alkalmas sziklafelszínnek jég által letarolt fennsíkokon, jégelborítás alól felszínre került réteglépcsőkön, teknővölgyek oldallejtőin, jelenleg is létező gleccserek előterében és nagyméretű paleokarsztos formákban helyezkednek el. Ezen formák szinte mindegyike fiatal, tagolt környezetet jelent, amely kedvező terepet kínál a különböző kitettségű és dőlésszögű hordozófelszínek kialakulásához.

Vannak olyan glaciális jelenségek is, amelyek közvetlenül befolyásolhatják a karrosodást. Egy fiatal, gleccser által letarolt völgytalp gleccserkarcai hatással lehetnek a lejtőn lefolyó oldószer irányára, különösen kis dőlésű térszín esetében. Hasonló irányító szerepet tölthetnek be a szubglaciális kiválások is, amelyek eredete a gleccser alatti lokális nyomáscsökkenéshez köthető (SOUCHEZ, R. A. – LEMMENS, M. 1985). Az ilyen kicsapódások eltérő kőzetminőségű sávokat hoznak létre, amelyek oldhatósága különbözhet az alapkőzet oldhatóságától.

Lényegesen nagyobb mennyiségű víz levezetésére képesek a gleccser alatt áramló olvadékvíz eróziója és a glaciális kivésés során kialakuló csatornák (SHARP, M. et al 1989). Ezek az ún. Nye-csatornák a jég visszahúzódása után karrosodással fejlődnek tovább, a csatornák talpát kitöltő törmelék azonban arra utal, hogy az erózió továbbra is szerepet játszik fejlődésükben.

Nem a glaciális erózió részeként, de mindenképpen itt említendő a fagyaprózódás hatása is. A törésekkel átjárt kőzetben különösen hatékony rombolást végez a fagy, amely érinti a karrosodó felszíneket, valamint hozzájárul karros cellák pusztulásához is (9. kép). Ez a pusztító tevékenység különösen hatékony munkát végezhet hasadékkarros cellák esetében.



9. kép. Fagyaprózódás hatása fiatalon karrosodó felszínen.
A kioldódott kisméretű hasadékok mentén folytatódik a kőzet aprózódása.

A jég által szállított különböző eredetű moréna, vagy a fagyaprózódásból származó kőzettörmelék hasonló szerepet játszik a karrosodásban, mint a talaj, vagy a hó. A törmelék kitöltve egy kisebb mélyedést (kamenyciát) a csapadékból, vagy hófoltból származó oldószert állandóan a felszínen tartja, ezzel jelentősen meghosszabbítja az oldódás időtartamát (10. kép). Hatása természetesen kevésbé hatékony, mint a talaj vagy a hó estében, mivel a kőzettörmelék az oldószer szén-dioxid mennyiségét nem befolyásolja.



10. kép. A törmelék nedvesen tartja a felszínt, növelve az oldódás időtartamát.

5.2. A közheterkezet néhány sajátossága

A 3.1.4. fejezetben (*A közheterkezet viszonyok vizsgálata*) bemutatott vizsgálatok alapján is látható, hogy a közheterkezet minősége jelentősen befolyásolja a karrosodás során kialakuló formakincset. Több kutató szerint a különböző szemcseméretű karrosodó közheterkezet nem azonos módon zajlik az oldódás folyamata. A szemcseméret szerint megkülönböztethető egy tisztán oldásos és egy oldásos-mállásos karrosodást (FOUCAULT, A. – RAOULT, J.-F. 1980, ROQUES, H. – EK, C. 1973, MUXART, T. – BIROT, P. 1977). A nagyobb szemcseméret a mállásos oldás irányába tolja el a folyamatot, míg a legfinomabb szemcseméretű mészkövön és márványon jelenik meg a kizárólagos oldás. A mállásos oldásnak kedvező közheterkezet a homokos mészkő, az agyagos mészkő és a dolomit. Az említett közheterkezetek nagyobb kristályai ugyanis hamarabb mobilizálódnak, mint ahogy teljes tömegükben feloldódnának, aminek következtében egy ideig a kristályok nem oldott állapotban szállítódnak az oldószerben. A karrosodás két típusa közötti különbség az általam vizsgált két mintaterület karros felszínén is megfigyelhető. A Nyugati-Alpok durva kristályos urgoni mészkövének oldása (Lapiés de Tsanfleuron) során lényegesen érdekesebb felszín jön létre, mint a dachsteini mészkőből felépülő Totes-hegységben,

vagy Júliai-Alpokban. Különösen sík oldásos felületek alakultak ki Diego de Almagro szigetének márvány felszínein.

<i>Terület</i>	<i>A karsztos lepusztulás mértéke (mm/ezer év= $m^3/km^2/év$)</i>	<i>Csapadék (mm/év)</i>
Kanin hegység (KUNAVÉR, J. 1979)	12-15	3400
Dachstein (BAUER, F. 1964)	15-20	2000
Dolomitok (NICOD, J. 1976)	15	n. a.
Wildhorn (MAIRE, R. 1990)	7, 5	2500
Gemmi MAIRE, R. 1990	7-9	2400
Märenberg (BÖGLI, A. 1964, 1975)	14-15	2000
Dachstein (VERESS M. et al, 2001)	18-20	2100
Platé (MAIRE, R. 1990)	12	2500-3200
Tengeri-Alpok (JULIAN, M. 1980)	15	1500
Pireneusok (MAIRE, R. 1990)	8-10	2000-3000
Új-Guinea (PETERSON, J-A. 1982)	32	3000-5000

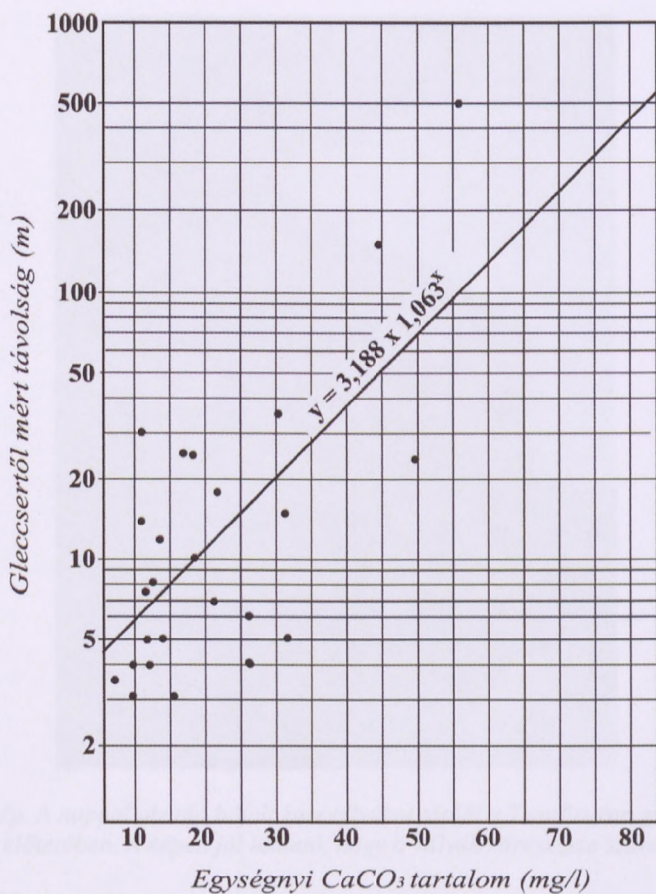
II. táblázat. Néhány példa a magashegységi karros felszínek areális lepusztulására.

5.3. Az oldódás jellemzői magashegységi környezetben

A magashegységi karrok oldódási folyamatának részletes vizsgálatát végezte el R. MAIRE (1990). Különböző karros formákban – elsősorban vályúkban - mérte az oldószer ásványianyag tartalmát, az oldószer szén-dioxid koncentrációját, a vízáramlás sebességét és a vízhozamot. A mérések eredményeként 3 övezetre osztotta a magashegységi karros területeket:

- Proglaciális zóna (gleccser előtér), ahol az oldószer a gleccser olvadékvizeiből származik. Grafikonja a kioldott anyag rohamos növekedését mutatja a gleccsertől távolodva. Adatai alapján megállapítható, hogy a gleccserkapun kilépő víz (majdnem desztillált víz) oldott anyag tartalma minimális, majd a hirtelen megnövekedett parciális nyomás

hatására gyorsan növekszik agresszivitása (6. ábra). A gleccserből éppen kilépő víz szinte szívja magába a légköri szén-dioxidot, növelve ezzel a víz oldóképességét. Az általam vizsgált mintaterületek részben ebben a zónában helyezkednek el. A zóna karmorfológiája kezdetleges karrformákkal jellemezhető, amelyeket lényegesen nagyobb méretű szubglaciális formák egészítenek ki. A formák az átlagos karos felszínektől eltérően kis számban fejlődnek. A legnagyobb számban előforduló forma a vályú és a saroknyom. A vályúk esetében 30-40 cm-es hosszúságról és 0,5 cm-es mélységről beszélhetünk, míg a saroknyomok 10 cm átmérőjűek. A formakincsből adódóan a karos cellák is fejletlenek, többnyire egyféle formából épülnek fel, amelyek a karos cellák primer formakincsének tekinthetők (TÓTH G. – SCHLÄFFER R. 2005).



6. ábra. Az oldott anyag mennyiségének növekedése a proglaciális zónában. (MAIRE, R. 1990)

- A nivális zónában az oldószert a hófoltok olvadása és kisebb részben a csapadékvíz adja. Az oldott anyag tartalom szintén lineárisan nő, de már lassabban, mint a proglaciális zónában. Itt meg kell említeni, hogy a hó

karrosodásra gyakorolt hatásáról számos elképzelés látott napvilágot. A hó hatása gyakran kerül előtérbe a saroknyomkarrok kialakulását vizsgáló tanulmányokban is. Egyesek a hótorlaszok (HASERODT, K. 1965), mások a hó alatt stagnáló, csepegő olvadékvíz (BÖGLI, A. 1976) hatását emelik ki. Az oldódás napi periódusidejében viszont biztosan szerepe van a hónak. A hófoltok napközben olvadnak és kis mennyiségű, de állandó oldószert biztosítanak a karros formák fejlődéséhez. Így a hófoltból táplálkozó karrformák a csapadékmentes időszakokban is jutnak oldószert (11. kép). A zóna fiatal karros formakincsét kisméretű, de nagy számban előforduló karrok jelentik, karros celláin pedig már másodlagos formakincs is jelentkezik (TÓTH G. – SCHLÄFFER R. – GUÉX, D. 2005).



11. kép. A nappal olvadó hófolt karrvályúkat táplál a Tsanfleuron gleccser előterében. A képen jól látható, hogy a vályúk környezete száraz.

- A szubnivális (pluviális) zóna, ahol az oldószert elsősorban a csapadékvízből származik. A víz szén-dioxid tartalma ebben a zónában a legmagasabb, akár a gleccser előtti terület 1000-szeresét is elérheti. A nagy agresszivitás miatt az oldódás ebben a zónában a leggyorsabb, viszont a gyors anyagfelvétel miatt lassuló ütemű. A zóna karros formakincse

rendkívül változatos, mindenféle karrforma előfordulhat nagy számban. A cellák fejlettek, helyenként már pusztuló karrmorfológia is megfigyelhető.

Figyelembe véve a napi átlagos vízhozamot (a proglaciális zóna vízhozama 300-szor múlja felül a nivális zónáét) és a fenti paramétereket Maire arra az eredményre jut, hogy egy átlagos méretű vályú kialakulása a gleccser előterében 30 évig tart, míg a nivális zónában 4700-5000 évig. Meg kell azonban említenünk, hogy eredménye a lineáris oldódásra vonatkozik, ami több nagyságrenddel múlhatja felül az areális lepusztulással számoló értékeket (*II. táblázat*).

6. A KUTATÁSI TERÜLETEK BEMUTATÁSA

Európa számos területén találhatók magashegységi karros formák, azonban mind mennyiségükben, mind fejlettségükben, mind pedig morfológiájukban az Alpok mészkővonulatai kínálják a legideálisabb kutatási terepet. Nem véletlen tehát, hogy a karrokat éppen az Alpokban ismerték fel először és szintén itt végezték első részletes vizsgálatukat. Az Alpokban használt terminológia vált általánossá a trópusi karros területeken is, kiegészítve néhány helyi elnevezéssel. Kutatási területeimet úgy igyekeztem kiválasztani, hogy az Alpok különböző mészkő vonulatait reprezentálják. A Nyugati-Alpok területén a Berni-Alpokban, a Keleti-Alpokban a Totes-hegységben és a Dachsteinben, míg a földtani szempontból különálló Déli-Alpokból a Júliai-Alpokban végeztem vizsgálatokat. A mintaterületeken kívül feltétlenül meg kell említenem két olyan területet, amelynek formái közvetlenül nem képezik a dolgozat tárgyát, azonban megismerésük nagyban segítette munkámat. Az adatgyűjtés során alkalmam volt trópusi (Madagaszkár) és szélsőségesen óceáni (Chile) klímaterületek karros formakincsével is megismerkednem. Ezen területek karrmorfológiája mind genetikájában, mind méretében különbségeket mutat az alpesi területek karrjaitól.

6.1. A Júliai-Alpok mintaterületei

A Déli-mészkőalpok rétegtani és geológiai jellemzői számos ponton eltérnek az Alpok megszokott szerkezetétől. Takaróredői déli irányba redőződnek, ezzel átmenetet jelentenek a Dinaridák felé. A hegység jelentős törésrendszere hatással van a morfológiára is. A 7. ábrán látható, hogy a legnagyobb glaciális völgyek követik a törések irányát (Pl. Vrata-völgy). A Júliai-Alpok alaphegységi részét 1000 méter vastagságú triász Földolomit képezi, melyre konkordánsan 700 méter Dachsteini Mészkő települt. Képződési időszaka késő nori-rhaeti, a rétegek átlagos vastagsága pedig 2, 5 méter (HINNOV, L. A. 2003).



7. ábra. A Júliai – Alpok szerkezeti-tektonikai térképe. (Szlovén Földtani Szolgálat)

A Júliai-Alpokban végzett kutatómunka két egymástól eltérő morfológiájú területre terjedt ki. A meanderkarros cellák vizsgálatát a Héttő-völgy felső szakaszának északi oldallejtőjén végeztem. A másik kutatási terület – ahol a hasadékkarros cellákat tanulmányoztam – a Júliai-Alpok Triglav csúcsától északra elterülő gleccservölgyben található 2200 - 2300 méteres magasságban (12. kép). A gleccservölgy talpát réteglépcsők és sziklamedencék tagolják, a réteglépcsők magassága a 10-15 métert is elérheti. Jelentős a területen lévő törmelékborítás, amely származhat fagyaprózódásból és moréna-anyagból is. A völgyet, és így a kutatási területet nemrég jég borította, jégmentes időszaka maximum 50 évre tehető. Többek között ennek köszönhető, hogy a terület oldásos eredetű formakincse fejletlen. A fedetlen réteglépcsők réteglapos lejtőin fiatal karros felszínek alakultak ki, kezdetleges formakincessel. A karrokat hasadékok, vályúk, rillenkarok és kürtők jelentik, amelyek közül a törések mentén kialakult hasadékok fejlődtek ki legnagyobb méretben. A 15-20 cm szélességet elérő hasadékok mellett nagy számban találunk mikrohasadékokat is. A rétegfejes oldalt törések és réteglapmenti oldódással kialakult hasadékok, réteghézagkarok (Schichtfuggenkarren) szabdalják fel. Ezen a mintaterületen végeztem a hasadékkarros cellák vizsgálatát.



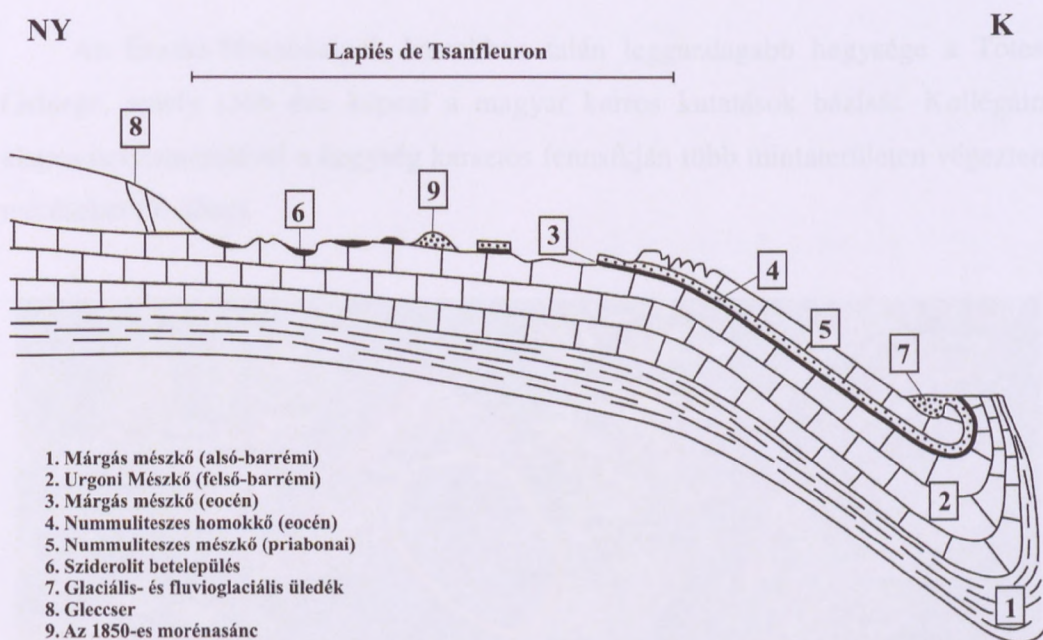
12. kép. A Júliai-Alpok északi látképe, előtérben a hasadékkarros cellákat hordozó gleccservölgygel.

6.2. A Tsanfleuron gleccser előterének geológiai és morfológiai jellemzői

A Berni-Alpok a Nyugati-Alpok belső üledékes vonulatának legnagyobb területű hegysége, amelynek déli határát a Rhône-folyó tektonikus völgye képezi. Itt, a hegyvonulat déli részén helyezkedik el a Tsanfleuron gleccser 2600-2800 m közötti magasságban (13. kép). A nagy magasság miatt a hóval borítottság az év jelentős részében megmarad. Különösen a réteglépcsős felszínnek árnyékban lévő részletein marad meg a hó, amelynek nappali olvadása a nap nagy részében oldószert biztosít a karrosodáshoz. A Tsanfleuron-i karmező legnagyobb területű kőzetformációja az alsó - kréta barrémi és apti emeletének mészköve, amelyet Urgoni Formációnak neveznek (8. ábra). Ebben elszórtan, kis lencsékben sziderolit rakódott le a gleccser és a morénasánc között. A terület karmorfológiája szempontjából fontos kivételt képez az a kis kiterjedésű eocén korú nummuliteszes homokkő becsípődés, amelyen egyáltalán nem alakult ki karros felszín. Ez a foltokban benövényesült terület a Tsanfleuron-i karmező közepén messziről is jól kivehető (22. kép).



13. kép. A Lapiés de Tsanfleuron fennsíkjának látképe a Valais-i Alpokból.



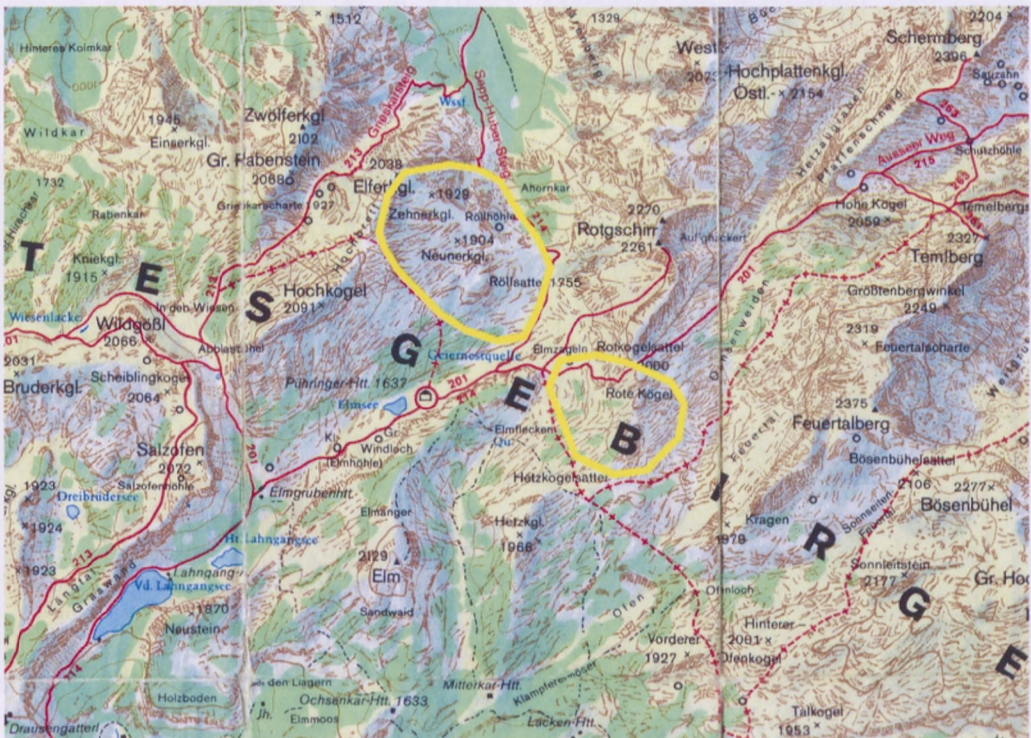
8. ábra. A Lapiés de Tsanfleuron földtani metszete.
(MAIRE, R. 1990 nyomán)

A terület részletes geomorfológiai térképét E. REYNARD (1997) készítette el. Az utóbbi 30 év erőteljes olvadási tendenciája következtében a gleccser nyelvterülete szinte teljesen eltűnt, melynek előterében 10 km²-en rendkívül változatos morfológiát hordozó karmező terület el. Ezt a karmezőt a gleccser 1850-es morénasánca két részre osztja: a gleccser felőli, nyugati oldalon fiatal réteglépcsőkarszt helyezkedik el, melynek oldódásos fejlődését még csak néhány -

centiméterben mérhető - vályú jelzi, a réteglépcsők találkozásánál azonban már intenzív aláoldódás (réteghézagkarr) figyelhető meg. Ezen a helyen 1973-ban még gleccser sípálya építéséhez kezdtek, amely azonban az erőteljes olvadás miatt mára jég nélkül maradt. A morénasánc déli oldalán - ami a Kis jégkorszakban sem került jégelborítás alá - jól fejlett, nagyméretű karros cellákkal találkozunk, melyeken minden magashegységi karros forma előfordul. Az erősen tagolt felszínen különböző kitettségi (többségük keleti, délkeleti) és dőlésszögű réteglapok alkotják a karrosodási egységeket. A terület karros formakincsének értékét nagymértékben növeli a karrosodási egységek különböző fejlettsége. Ennek köszönhetően a formák kialakulásuk különböző fázisaiban is vizsgálhatók. A karmező alacsonyabb fekvésű részeit talajjal és növényzettel félig fedett karrformák alkotják.

6.3. A Totes-hegység mintaterületei

Az Északi-Mészkőalpok karrokban talán leggazdagabb hegysége a Totes-Gebirge, amely több éve képezi a magyar karros kutatások bázisát. Kollégáim alapos helyismeretével a hegység karsztos fennsíkján több mintaterületen végeztem méréseket (9. ábra).



9. ábra. A karros cellák mintaterületei a Totes-hegységben.

A Totes-hegység szigetszerűen emelkedik ki a Salzburgi-Alpok vonulatából, fennsíkját jég formálta karsztosodott réteglépcsők alkotják (14. kép), amelyek magassága helyenként eléri a 10 métert is. A fennsík 1600 és 1800 méter között fekszik, emiatt foltokban törpefenyő és talaj borítja a felszínt. A réteglépcsők dőlésszöge változatos, aminek fontos szerepe van a gazdag formakincs kialakulásában. Anyagát a felső-keletalpi takaró felső triász Dachsteini Mészkőve képezi, amely közel 1000 méteres vastagságban települt. A Dachsteini Mészkő a legnagyobb kiterjedésű formáció az Északi-Mészkőalpokban és az itt előforduló kisebb kiterjedésű karbonátos kőzeteket is figyelembe véve a legalkalmasabb az oldódásra. A szomszédos Tennengebirge fennsíkján, amely már wettersteini mészkőből áll a kőzet gyors fagyaprózódása miatt semmiféle karrforma nem alakult ki.

A Totes-Gebirge bővelkedik makrokarsztos formákban is. Számos paleodolina található a fennsíkon, amelyeket a glaciális erózió túlmélyített, jelenlegi aktív karsztosodásukat azonban csak a belsejükben előforduló kisebb formák és karrok jelzik. Egész felszínüket tehát nem jellemzi aktív karsztosodás (TÓTH G. 2003).

Gyakori formák a függőleges falú aknák, amelyek genetikai vizsgálatát végezte el GRUBER P. et al (1998). Méréseik eredményeként omladékos-, vályúvég- és zsomboly típusú aknákat különítettek el.



14. kép. A Totes-Gebirge réteglépcsői a Pühlinger-ház mögötti mintaterületen.

7. A KARROS CELLÁK RENDSZEREZÉSE ÉS FELSZÍNFEJLŐDÉSÉNEK JELLEMZŐI

7.1. A karros cella

A karrokat kutató tanulmányok döntő többsége az egyedi formák morfológiai és genetikai sajátosságait vizsgálja és csak nagyon kevés tér ki a karros felszínnek fejlődését leíró folyamatok és törvényszerűségek tanulmányozására. Ennek elsődleges oka az lehet, hogy a karrformák részletgazdag morfológiája és csoportos előfordulása még egy viszonylag kisméretű, pár négyzetméteres felület dokumentálását is nehezessé teszi. A módszerek között említett SZUNYOGH G. et al (1998) által készített térkép a szerző elmondása szerint 3 hónapos terepi és otthoni munkát igényelt. Ezzel a munkával egyetlen nagyméretű felszínt tudott ábrázolni. VERESS M. (2004) szintén részletes felméréssel dokumentált néhány formából álló felszínrészleteket, amelyeknek a kioldódás történetét is elkészítette. Ezek a felszínelemzések azonban egy-egy nagyobb karros lejtő kiragadott részleteire vonatkoztak, nem pedig az összefüggő felszínre.

Az egy hidrográfiai rendszert alkotó karros felszín elemzése először a Júliai-Alpok Héttó-völgyében merült fel, ahol karrmeanderek vizsgálatára került sor (TÓTH G. - BALOGH Z. 2000). A karrmeanderek lefűződésének vizsgálatához elkülönített területek megfeleltek a karros cellával szemben támasztott kritériumoknak, bár a cella fogalmának definiálása ekkor még nem történt meg. A karros cella elnevezése VERESS M. (2004) nevéhez fűződik, aki a karros cellát a formaegyüttesek egyik típusaként határozta meg. Definíciója szerint a karros cellák a felszín egymástól függetlenül fejlődő „karros szigetei”. Legfőbb tulajdonságainak a következőket adja meg: hidrológiai és morfológiai elkülönülés és kis lejtőszög (többnyire 10° -nál kisebb). Rendszerezésében a karros cella a formaegyüttesek azon típusa, amely nem mutat övezetes kifejlődést.

Véleményem szerint a karros cella a magashegységi karrok rendszerének önálló szintjét, karros egységét képezi, melynek a hidrográfiai elkülönülés mellett feltétele a megközelítőleg változatlan lejtőszög is. A cella lejtőszöge bármekkora lehet, hiszen az említett kritériumoknak megfelelhet egy függőleges helyzetű falikarr, illetve egy vízszintes felszín is. Így tehát a karros cella a karros felszínnek akkora részlete, amelyen a karrosodás azonos éghajlati, morfológiai és közettani

feltételek mellett megy végbe. A cella lehatárolásának alapja tehát maga a karrosodás folyamata, azaz egy cellán belül a karrosodás jellemzői és törvényszerűségei változatlanok. A cella karros rendszerben elfoglalt helyét az 5. ábra mutatja. Meg kell azonban azt is jegyezni, hogy nem mérsékelt övi, vagy magashegységi körülmények között a karros cellának elképzelhető más megfogalmazása is.

A karros cella megkönnyíti a karros felszínfejlődés vizsgálatát, mivel több olyan kialakító tényezőt „kiszűr”, amellyel a definícióból adódóan nem kell számolni. Ilyen például a talajhatás (amennyiben talaj nélküli karrokról beszélünk), a lejtőszög hatása, a közetszerkezet vagy éppen a kitettség. A karros cella morfológiáját a felszínére hullott csapadék hozza létre, míg a fent említett tényezők egy adott cellán belül változatlanok.

7.2. A rendszerezés kiemelt szempontjai

Kutatómunkám egyik legfontosabb célkitűzése az volt, hogy a karros celláknak olyan rendszerét hozzam létre, amely az egész Alpokban, de akár más hasonló adottságú magashegységben is általánosan érvényes (10. ábra). Amint azt már korábban említettem a karros cellák a magashegységi fedetlen karrok akkora egységét alkotják, amelyen a karrosodás feltételei változatlanok. Így a karrosodást befolyásoló tényezők változása, a karros cella morfológiájának változását vonja maga után. Ez pedig azt jelenti, hogy a karros cellák morfológiai elemzésével olyan rendszer hozható létre, amelynek alapja a karrosodás folyamata és az azt befolyásoló tényezők.

A karros cellák rendszerezéséhez mintegy 30 cella morfológiai térképezését végeztem el az Alpok különböző mészkővonulataiban, de a tipizáláshoz nemcsak a feldolgozott adatok, hanem a terepi tapasztalatok is hozzájárultak. Az osztályozást a Júliai-Alpok, a Totes-Gebirge és a Berni-Alpok (Tsanfleuron) mintaterületeinek dokumentálására és morfológiai elemzésére alapozva készítettem el. Véleményem szerint a karros cellák morfológiáját csakis összehatásában érdemes vizsgálni, hiszen a cél éppen egy kialakulását tekintve összefüggő felszín definiálása volt. Ez pedig csak olyan módszerrel lehetséges, amely az egész felszínt képes megfelelő részletességgel dokumentálni. Azok a morfometriai módszerek tehát, amelyek a felszín valamely részletét ragadják ki, nem vezethetnek eredményre. Ezt a feladatot

földi fotogrammetria alkalmazásával oldottam meg, az Arcview és a Digiterria Map programok segítségével. A módszer nagy mennyiségű és pontosságú adatot képes szolgáltatni megfelelő terepi adottságok mellett (3.2. fejezet). Miután a fenti eljárással a cellák összes formáját dokumentáltam és minősítettem, meghatározható a területük is. Az így kapott adatokból adható meg a területi fajlagos kioldódás, amely jellemzi a cella morfológiáját. Az osztályozást ezen értékek segítségével készítettem (III. táblázat).

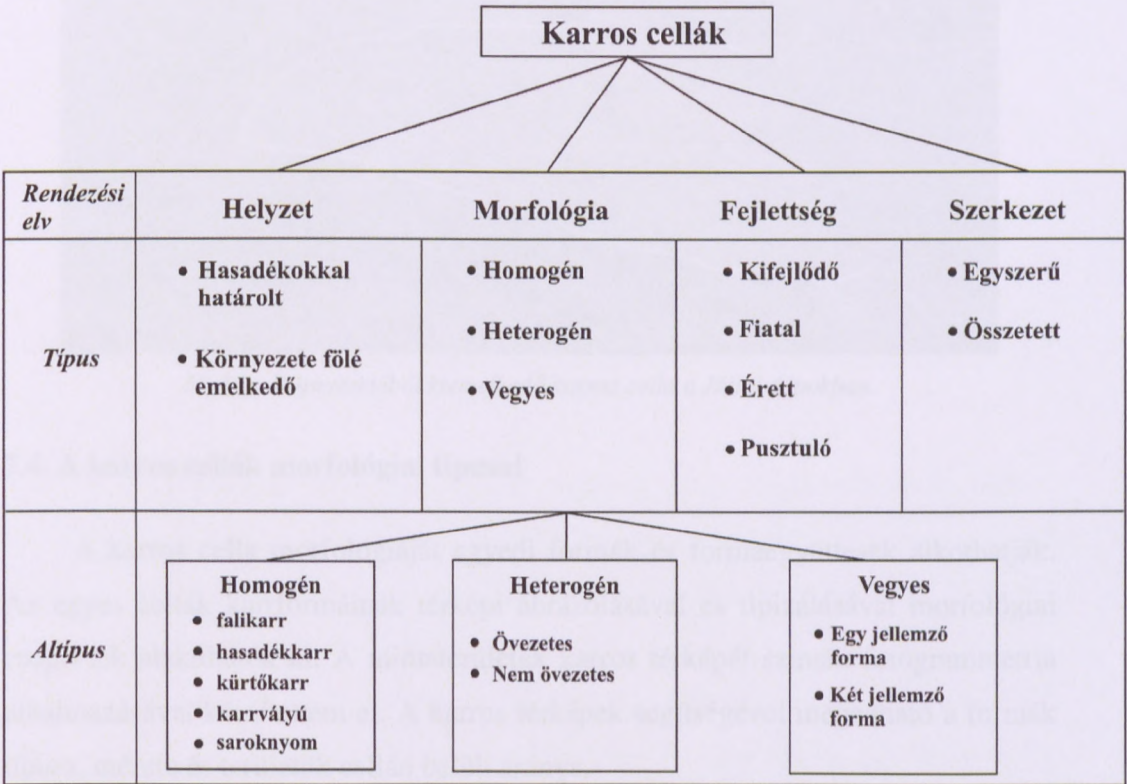
Mintaterület	Cella száma	Cella területe (m ²)	Formák összterülete (m ²)	Ter. fajlagos kioldódás (%)	Típus/Altípus
Totes	1	4, 125	1, 470	35, 64	övezetes
Totes	2	4, 194	1, 353	32, 22	övezetes
Totes	3	9, 587	1, 19	12, 4	hasadékkarr
Totes	4	12, 62	3, 02	23, 93	övezets
Totes	5	17, 49	3, 97	22, 69	övezetes
Tsanfleuron	3	18, 814	5, 786	30, 75	övezetes
Tsanfleuron	1	13, 04	0, 263	2, 0	vályúkarr
Tsanfleuron	2	1, 17	0, 197	16, 7	hasadékkarr
Tsanfleuron	4	1, 52	0, 176	11, 5	kürtőkarr
Tsanfleuron	5	27, 85	7, 911	28, 4	hasadékkarr
Tsanfleuron	6	4, 597	1, 278	27, 8	falikarr
Tsanfleuron	9	11, 96	1, 551	12, 9	övezetes
Tsanfleuron	10	20, 46	6, 119	29, 9	övezetes
Tsanfleuron	11	81, 58	27, 283	33, 4	pusztuló
Tsanfleuron	12	65, 39	19, 433	29, 71	érett
Tsanfleuron	13	37, 58	11, 57	30, 78	övezetes

Míntaterület	Cella száma	Cella területe (m ²)	Formák összterülete (m ²)	Ter. fajlagos kioldódás (%)	Típus/ Altípus
Júliai-Alpok	1	9, 613	3, 48	36, 2	hasadékkarr
Júliai-Alpok	2	10, 49	2, 03	19, 34	hasadékkarr
Júliai-Alpok	3	12, 6	1, 74	13, 76	hasadékkarr

III. táblázat. Az osztályozás alapjául szolgáló néhány jellegzetes karros cella adata.

A karros cellák tipizálásához kiválasztott szempontok a következők:

- Helyzet: azaz milyen módon valósul meg a környezettől való hidrográfiai elkülönülés.
- Morfológia: ami a cellák karros formakincsének rendszerét foglalja magában. A cellák morfológiai sokszínűsége miatt altípusok elkülönítése is szükségessé vált.
- Fejlettség: ami azt vizsgálja, hogy a cella felszínfejlődésének mely szakaszában van.
- Szerkezet: a cella hidrográfiai tagoltsága alapján osztályoz.



10. ábra. A karros cellák rendszere.

7.3. A cellák helyzet szerinti csoportosítása

A helyzet szerinti csoportosítás lehetősége a karros cella definíciójából természetesen adódik. A cella hidrográfiai elkülönülése rendkívül fontos, hiszen ezzel határolhatók le azok a faktorok, amelyek az adott cella karrosodását befolyásolják. A hidrográfiai elkülönülés teszi tehát komplexen elemezhető egységgé a karros cellákat, valamint ennek segítségével biztosítható többek között a talaj- és növényzetmentes oldódás vizsgálata.

Tapasztalataim alapján a karros cellák hidrográfiai lehatárolásának két módja lehetséges. A gyakoribb eset, amikor a cella a környezete fölé emelkedik. Ennek kifejezetten kedvező morfológia a közepes- és nagy lejtőszögű rétegekből álló réteglépcsőkarszt, ilyenkor ugyanis mind a rétegfejek, mind pedig a réteglapok hidrográfiai elkülönülése biztosított (14. kép). Az elkülönülés ezen módja ritkán ugyan, de bekövetkezhet kislejtésű térszín esetében is (15. kép).



15. kép. Környezetéből kiemelkedő karros cella a Júliai-Alpokban.

7.4. A karros cellák morfológiai típusai

A karros cella morfológiáját egyedi formák és formaegyüttesek alkotják. Az egyes cellák karrformáinak térképi ábrázolásával és tipizálásával morfológiai csoportok alakíthatók ki. A mintaterületek karros térképét szintén fotogrammetria alkalmazásával készítettem el. A karros térképek segítségével megadható a formák típusa, mérete és területük cellán belüli aránya.

A karros cellák első morfológiai csoportját képviselik a homogén cellák, amelyek formakincsét egyféle forma alkotja. Ezek a cellák többnyire fejlődésük kezdeti szakaszában vannak, vagy kisméretűek. Mivel a karros cella formakincsét a felszínén végbemenő oldódás alakítja ki, ezért a cellát alkotó karrforma létrehozása az oldódás jellemzőitől függ. A homogén cellák esetében valamely karrosodást befolyásoló tényező olyan mértékű hatást gyakorol a folyamatra, amely csak egy adott forma kialakulását teszi lehetővé. A leggyakrabban előforduló homogén karros cellák a falikarrok, ahol a felszín dőlésszöge határozza meg a létrejövő karros morfológiát. A falikarros cellák kialakulásának kedvező helyzet valamely nagyobb makrokarsztos-, vagy paleokarsztos forma oldalfala, illetve a réteglépcsők rétegfejes oldala (16. kép).



16. kép. Falikarros cellák egy paleodolina oldalfalán. (Lapiés de Tsanfleuron)

A hasadékkarros homogén cellák esetében ilyen meghatározó tényező a hordozó kőzet magas törésszáma. A cella felszínén lefolyó oldószer a törések mentén intenzív oldódást eredményez, amelynek hatására hasadékok jönnek létre. A tapasztalat azt mutatja, hogy a hasadékok kialakulásának a lejtésirányra merőleges törésrendszer kedvez, mert így a cella teljes területéről oldószerhez juthatnak. Ezt bizonyítja, hogy a Júliai-Alpok hasadékkarros celláin kétszeres törésszámot mértünk, mint a más karros formákat hordozó cellák esetében.

A vizsgált karros cellák között előfordult kürtőkarros-, falikarros-, vályúkarros-, és saroknyomkarros homogén cella is, de valószínűsíthető, hogy bármely forma alkothat homogén cellát.

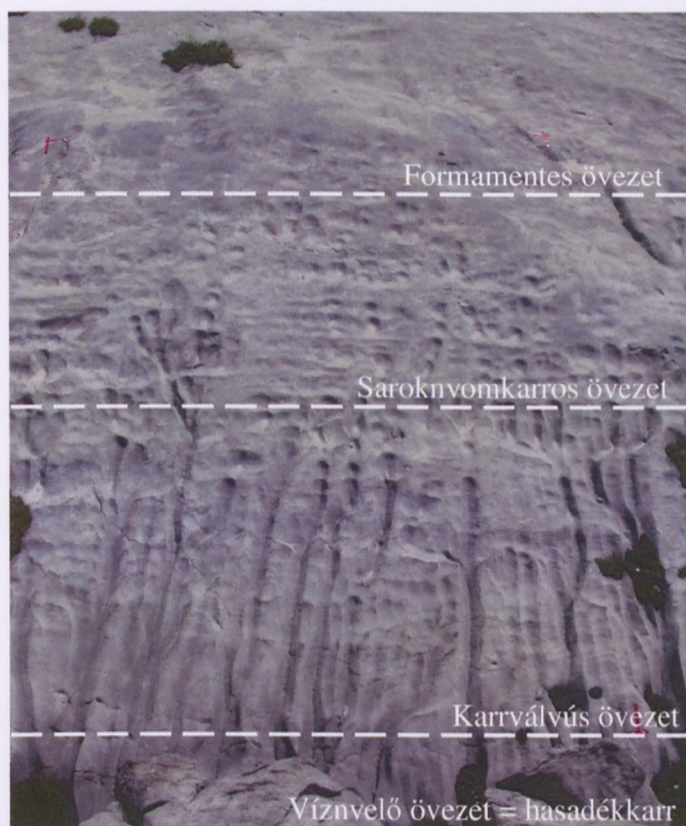
A morfológiai szempont második típusa a heterogén cellák csoportja, ahol a formakincset minimum kétféle forma alkotja. Az ilyen cellák adottságai egyszerre többféle forma kialakulását teszik lehetővé, ami úgy lehetséges, hogy egyik tényező sem befolyásolja meghatározóan a karrosodást. A heterogén cellák a formák cellán belüli elrendeződése szerint övezetes és nem övezetes altípusokra oszthatók. Övezetes morfológiájú felszíneket írt le alpesi példák alapján VERESS M. (2004), mintaterületei azonban nem karros cellák, hanem övezetes karros felszínek, amelyeken belül a lejtőszög módosulhat.

Az általam térképezett alpesi karros cellák közül 19 sorolható az övezetes cellák kategóriájába. A cellák legfelső övezetét saroknyomok alkotják, amely felett gyakran egy formamentes felszín helyezkedik el. Mindkét övezetet lepelvizes áramlás jellemzi, amiben helyenként turbulencia és lamináris áramlás is kialakulhat. A saroknyom övezet alatt a vízáramlás vízágakra különül és megkezdődik a karrvályúk kialakulása. Ezek a karrvályúk a lejtőn felfelé regressziósan fejlődnek a saroknyom övezet felé. Alsó végük a cella vízelvezető övezetébe torkollik, amelyet kürtőkből összenőtt hasadékok alkotnak. Mivel a hasadékok lejtő felőli oldaláról érkeznek a vályúk, a torkolatok helyén túlmélyítés történik, így a hasadék oldalnézetben aszimmetrikus lesz (29. kép). A fentiekből az is következik, hogy egy olyan felszínen, ahol a karrosodás folyamatát más tényező nem befolyásolja, a heterogén formakincsért a változó áramlási viszonyok tehetők felelőssé. Fontos megjegyezni, hogy a fent említett övezetek nem határolódnak el élesen egymástól, egy újabb formacsoport és övezet megjelenése nem feltétlenül jelenti a korábbi megszűnését. Tipikusan ilyen a saroknyomok elhelyezkedése, amelyek a lejtő felső részén önálló övezetként jelennek meg, de megmaradhatnak a vályús övezet vályúközi térszínein is (17. és 19. kép).

A heterogén cellák másik nagy csoportjába azok a felszínek sorolhatók, ahol a formák elrendeződése nem övezetes. A karros cellák közül morfológiáját tekintve, ez a típus nevezhető a legszabálytalanabbnak és a természetben legritkábbnak. Az általam vizsgált mintaterületek között mindössze egy nem övezetes cella található.

A magyarázatot valószínűleg a vegyes morfológiájú altípus adja, ugyanis a karros felszínek szinte mindegyikén kimutatható egy vagy két olyan forma, amely

fejlettségében vagy mennyiségében jellemzőnek tekinthető. Ebbe a csoportba tehát azok a cellák sorolhatók, amelynek formái szabálytalanul rendeződnek, de van közöttük olyan, amelyik meghatározza a cella morfológiai képét. Ezt a szerepet legtöbbször a saroknyomok és a karrvályúk töltik be.



17. kép. Fiatal, övezetes karros cella. (Lapiés de Tsanfleuron)

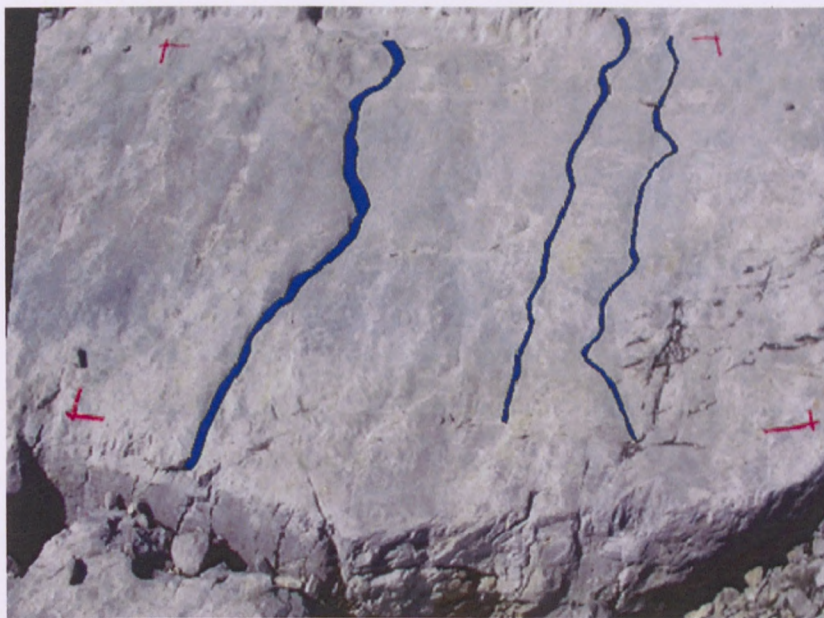
7.5. A karros cellák fejlődési szakaszai

A karros felszín fejlődését leíró elképzelések már a dolgozat korábbi részében bemutatásra kerültek (4.1. fejezet), azonban ezen modellek egyike sem a karros cellák felől közelíti meg a felszín morfológiai folyamatait. Véleményem szerint a karros felszínfejlődés leírásának legmegfelelőbb karros egység a karros cella, mivel az egységek közül ez alkot önálló hidrográfiai rendszert. Ezen az egységen belül a karrosodás folyamatát „működtető” oldószér, valamint a hordozófelszín rétegtani és közettani jellemzői jól körülhatárolhatóak. A karros cellák fejlettség szerinti osztályozása nem csak egy pillanatnyi állapotot jelent, hanem egyben egy felszínfejlődési sort is. Mindemellett azt is meg kell jegyezni, hogy a fejlődési szakaszok nem feltétlenül utalnak a karros cella korára, mivel az oldódás intenzitása

idővel változhatott. Különösen igaz ez egy olyan fiatal morfológiai környezetben, ahol a hó, a jég, a törmelék és a talaj időszakosan vagy periódikusan befolyásolja a felszínalakító folyamatokat. Ahogy azt korábban láttuk, bizonyos magasság felett az oldódásnak napi periódusideje is van. Egy ilyen zónában a karrosodásra alkalmas idő akár a fele is lehet, mint egy párszáz méterrel lejjebb fekvő területen.

A karros cellákat fejlettség szerint négy típusba sorolhatjuk: kifejlődő, fiatal, érett és pusztuló. A tipizálás alapját a területi fajlagos kioldódás és morfológiai jellemzés képezi.

- A kifejlődő állapotban lévő cellák kialakulásuk kezdeti stádiumában vannak, területi fajlagos kioldódásuk 5% alatti (18. kép). Felszínükön még csak a primer formakincs (10.1. fejezet) formái fordulnak elő, amely valamely meghatározó kialakító faktor hatására fejlődik ki. Leggyakrabban a saroknyomok és a vályúk jelennek meg primer formaként, aminek lehetséges magyarázata, hogy ezen formák viszonylag tág lejtőszög intervallumban fejlődhetnek. Az adatok azt mutatják, hogy ilyen kifejlődő cellák már 30-40 éves jégmentes időszak után megjelennek (14. ábra). Mivel kialakulásuk közvetlenül a gleccser előterében történik, felszínükön gyakori jelenségnek számítanak a gleccserkarcok és a szubglaciális kiválások.



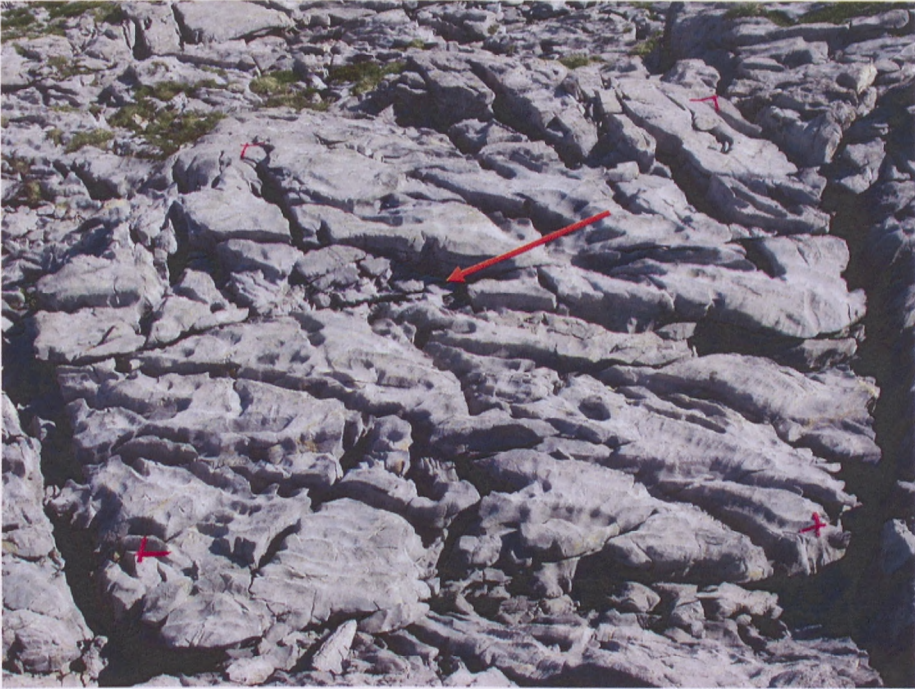
18. kép. Kifejlődő vályúkarros cella ortofotója, melynek területi fajlagos kioldódása 2 %. (Lapiés de Tsanfleuron)

- A fiatal cellák fajlagos kioldódása 5-15 % közötti és területükön megjelenhetnek a szekunder formák is. A primer és szekunder formák méretük alapján jól elkülöníthetők egymástól, a szekunder formák ugyanis még csak kezdetleges kifejlődést mutatnak. Gyakran előfordul, hogy még a felismerésük is nehézségekbe ütközik, mivel a formák körvonala nem rajzolódik ki élesen. A fiatal cellákon mind számában, mind pedig fejlettségében a primer formakincs tekinthető meghatározónak. Az a tény azonban, hogy a szekunder formakincs is megjelent arra utal, hogy a cellán belül az oldószér különböző áramlási viszonyaival és a továbbiakban heterogén cellával kell számolnunk. Ez a mozzanat döntő pillanata a cella további történetének, abban az esetben ugyanis, ha az áramlási jellemzők változatlanok maradnak morfológiáját tekintve homogén cella fejlődik ki. Jó példa lehet egy rétegfej fiatal falikarros cellája, ahol a nagy lejtőszög nem engedi az áramlás módosulását. Viszont, ha a primer formakincs áramlásmódosító szerepet játszik a cella fejlődésében újabb formák fognak megjelenni.
- Az érett cellák morfológiája a legváltozatosabb, fajlagos kioldódásuk 15-30% között alakul. Morfológiai jellegzetességük, hogy a formák körvonalát éles peremek alkotják, ami arra utal, hogy pusztulásuk még nem kezdődött meg. Felszínükön mind a primer, mind pedig a szekunder formakincs fejlett, a formák tipizálása egyszerű feladat (19. kép). A cellák fejlődésének ebben a szakaszában találkozunk a legtöbb övezetes elrendeződésű formakincssel. Mivel az érett cellák formái még részben sem pusztulnak, felszínükön nem jellemző a törmelék jelenléte. Az a lehetőség természetesen nem zárható ki, hogy a törmelék más módon került a területre. Ritkán ugyan, de előfordulhat homogén formakincsű, érett cella is, amelynek kialakulását a fiatal celláknál említettem.



19. kép. Érett, heterogén formakincsű karros cella a Dachstein-hegységben.

- Végül a cellák pusztuló szakasza következik, ahol a területi fajlagos kioldódás meghaladja a 30 %-ot. A formakincset meghatározóan összeoldódott karros egységek (formaegyüttesek) alkotják, melyek jellemzője a formák területi összekapcsolódása. A karrok pusztulása elindulhat a formák összeoldódásának helyén (20. kép). Hasonlóan a fiatal cellákhoz, az egyedi karros típusok azonosítása itt is nehézségekbe ütközhet a formakincs túlfejlettsége miatt. A formák szélei gyakran lekerekítettek, aljzatukat törmelék felhalmozódás tölti ki. A nagyobb körkörös formákban jellemző a talaj megjelenése is, ami tovább gyorsítja a karrok mélyülését. Említésre méltó morfológiai jelenség, hogy a pusztuló cellák esetében eltűnik a formák övezetes elrendeződése, ami azzal magyarázható, hogy ezen a fejlettségi szinten az áramlási viszonyok kaotikussá válnak, a formák egy jelentős része pedig vízelvezetőként szolgál.



20. kép. Pusztuló karros cella a Lapiés de Tsanfleuron 3. zónájában.
A cella pusztulása gyakran indul a formák összeoldódásának helyéről.

7.6. A karros cellák szerkezete

Szerkezet alapján egyszerű és összetett cellák különböztethetők meg. Az egyszerű szerkezetű cellák egyetlen karros cellából állnak, melynek határai a korábban megismert módokon jelölhetők ki. Az összetett cella olyan karros terület, amelyet hasadékok vagy réteglépcsők tagolnak kisebb cellákra (21-22. kép). Az összetett cella felszínén az egyes cellák között a lejtőszög kisebb változása előfordulhat. Az összetett cellák viszonylag ritkán fordulnak elő, mivel a gleccserek által fiatalon átformált felszín tagolt morfológiájú, ami a lejtőszög gyakori változását okozza.



21. kép. Környezetéből kiemelkedő összetett karros cella a Júliai-Alpokban.



22. kép. Több száz méter szélességű összetett karros cella a Tsanfleuron-i karmezőn. A cella felett jól kivehető az eocén homokkő nem karrosodó foltja.

8. KARROS CELLÁK MEANDERKARRJAINAK VIZSGÁLATA

A karros irodalom viszonylag részletesen foglalkozik a meanderkarrokkal, köszönhetően talán a formák változatos formakincsének. A kutatók egy része önálló formának (BÖGLI, A. 1960, VERESS M. 1995, 1998), míg másik részük a vályúk egy speciális típusának tartja őket (JENNINGS, J. N. 1985, FORD, D.C. – WILLIAMS, P. W. 1989, HUTCHINSON, D. W. 1996). A meanderező vályúk aszimmetrikus keresztmetszetére hívja fel a figyelmet U. SAURO (1976), VERESS M. (1995, 1998) és D. W. HUTCHINSON (1996), bár csak két utóbbi fogalmazza meg az aszimmetriát a meanderkarrok kritériumaként. J. ZELLER (1967) a folyóvízi meanderezéssel veti össze a jelenséget és megállapítja, hogy a szinuózítás a meanderkarroknál a legnagyobb.

A meanderkarrok legteljesebb morfológiai és genetikai csoportosítását VERESS M. (1998) végezte el. A vályú keresztmetszete szerint elkülönít ál- és igazi meandert. Az igazi meander esetében a vályú keresztmetszete aszimmetrikus, a kanyarulat kialakulását pedig a sodorvonal kilendülése okozza. Az álmeander keresztmetszete szimmetrikus, az irányváltást nem a sodorvonal kilendülése, hanem más külső ok eredményezi. Ez a külső ok legtöbbször a lejtésirány változása. Az álmeanderező vályúk, tehát különböző lejtésirány mentén kialakult vályúszakaszok összességéből állnak (VERESS M. 1998). Így tehát meanderkarnak az igazi meander tekinthető, amelyet a következőképpen csoportosít: roncsmeander, kifejlődő meander és hurokmeander. E meandertípusok közül csak a hurokmeandernek van kanyarulat jellege, így lefűződés csak e típusnál következhet be. Mivel a vizsgálat során a lefűződést kívántuk tanulmányozni az alábbiak csak e meandertípusra vonatkoznak.

8.1. A lefűződés

A folyóvízi erózió során történő kanyarulat lefűződés az oldalazó (közép-) szakaszjellegű folyók esetében közismert folyamat. A kanyarulatok fejlődése során a meder által közrefogott rész elkeskenyedik, majd túlfejlődés esetén a nyaki résznél átmetsződik. A folyózug inaktívvá válásával a folyó rövidíti medrét, amellyel egyensúlyi állapotát igyekszik fenntartani. A folyókhoz hasonló tulajdonságokkal bíró karsztos formák – karrmeanderek – esetében is találkozunk

lefűződéssel, a jelenségét azonban kevesen írták le. VERESS M. (1998) karros tanúhegyek kapcsán – tehát a végeredményből kiindulva és nem önálló jelenségként – említi a lefűződést.

A vályúban áramló oldószer sodorvonala a kilendülés során ütközik a vályú peremével. Az ütközési helyeken (nyaki résznél) a víz egy része átfolyik, ami a hurok fokozatos lefűződését eredményezi (23. kép). Az így kialakult vályúszakasz antiregressziósan (VERESS M. 1998.), tehát lejtésirányban fejlődik ki.



23. kép. Meanderező karrovályú kanyarulatában lefűződött karros tanúhegy. (Lapiés de Tsanfleuron)

Látható, hogy a lefűződés a karmeanderek esetében hasonlóan megy végbe, mint a folyóknál, különbségek azonban mégis adódnak. Ezek valószínűsíthető okai az oldódás és a folyóvízi erózió eltéréseiben keresendők. Először is nagyságrendi különbség mérhető a meanderek méretében. A karmeanderek szélessége még egy I-es típusú vályú esetén is csak néhány deciméter, ráadásul a lefűződés leggyakrabban a III-as vályúknál fordul elő (VERESS M. 1998.). Ezek szélessége pedig maximum néhány centiméter, tehát körülbelül ezred része egy folyó szélességének.

Számottevő különbség mutatkozik a folyamat sebességében is. A folyókanyarulat átvágása akár egyetlen árvíz alkalmával is bekövetkezhet. A meanderező karrovályúknál - éppen az oldódás miatt - lassabban játszódik le a lefűződés. A gyakran változó vízmennyiség miatt előfordulhat, hogy kisebb vízhozam esetén továbbra is a zugrész marad aktív, illetve a két vályúszakasz párhuzamosan működik tovább. A lefűződés után a lankás vályúoldal (szoknya)

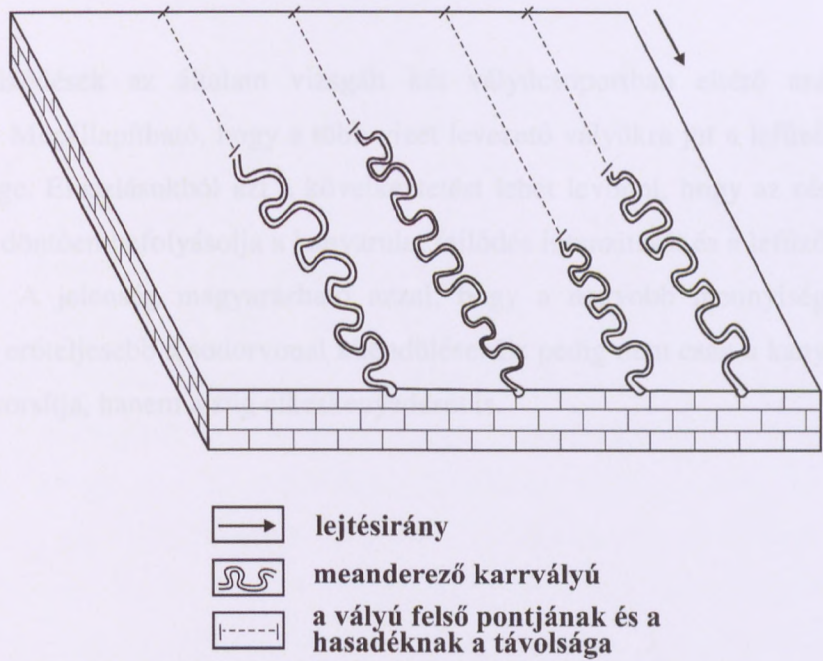
karros tanúhegyet alkot. Ez újabb lefűződések következtében további részekre különülhet (VERESS M. 1998).

8.2. Az adatok értékelése

A Héttó-völgy (Júliai-Alpok, Szlovénia) két karros celláján vizsgáltuk a lefűződött kanyarulatokat. Megszámoltuk a vályúkat (32 db), a meandereket (487 db) és a lefűződött meandereket (48 db). A két mintaterületet minden oldalról hasadékok határolták, így a vízgyűjtőterületük jól lokalizálható volt.

Lényegesen nehezebb feladat az egyes vályúkba jutó víz mennyiségének számszerűsítése. Ennek bizonytalanságát a területek körültekintő kiválasztásával igyekeztünk kiküszöbölni. Különösen hasznos volt a meanderező vályúk azon tulajdonsága, hogy kifejlődésük lejtésirányban történik. Mivel a kijelölt két mészkőfelszínt minden oldalról hasadékok határolták, szomszédos területről nem juthattak oldószerhez. A területeken belüli egységes lejtésirány pedig segítségünkre volt abban, hogy méréseink során jól megközelítsük a valós lefolyási viszonyokat. Változékony lejtésirány esetén ugyanis követhetlenné vált volna a víz útja a hasadék és a vályú között, így a mért távolság nem jellemezné az oldószer mennyiségét.

A két mintaterület kijelölését követően megmértük az adott vályú és a felette elhelyezkedő hasadék távolságát. Ennél nagyobb területről ugyanis biztosan nem kaphatott vizet a vályú (11. ábra).



II. ábra. A karremeanderek vízgyűjtőjét a cella felső széle és a vályúk kezdőpontja közötti távolsággal jellemezhetjük.

A mért adatokat figyelembe véve két csoportot alakíthatunk ki. Amennyiben a választvonalat 3 méternél húzzuk meg, a 32 vályúból álló minta aránya éppen 1:1. Tehát 16 vályú van a hasadéktól 3 méternél nagyobb, illetve kisebb távolságra. Mivel a vályúk nem egyenlő hosszúak, a két csoportban a kanyarulatok aránya nem egyezik meg pontosan a vályúk arányával (1:1,2). A táblázat azonban jól mutatja, hogy a csekély eltérés nem befolyásolja a végeredményt.

Abban az esetben, ha a víz mennyisége nem befolyásolná a lefűződés eloszlását, a két csoportban megközelítőleg azonos számú lefűződéssel kellene találkozunk. Ezzel szemben méréseink szerint 48 lefűződésből 44 esik azon vályúcsoportba (II. vályúcsoport), ahol a vályúk a hasadéktól nagyobb távolságra helyezkednek el (IV. táblázat).

	I. vályúcsoport	II. vályúcsoport
Távolság a hasadéktól	0 – 3 m	3 – 12 m
Vályúk száma	16	16
Meanderek száma	220	267
Lefűződések száma	4	44

IV. táblázat. A két vályúcsoport meanderezésének adatai.

9. HASADÉKKARROS CELLÁK VIZSGÁLATA

A hasadékkarrok hosszanti, oldásos formák, amelyeket függőleges falak határolnak. A hasadékkarokkal foglalkozó szerzők szinte mindegyike egyetért abban, hogy a forma hosszirányú megnyúlásának a közetszerkezet az oka (BÖGLI, A. 1976, JENNINGS, J. N. 1985, FORD D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989). A kőzeteken kialakuló törések kedveznek az elszivárgásnak, amely elősegíti a hasadék oldásos szélesedését. Az intenzív mélyülés magyarázataként kiemelik a hasadékban felhalmozódó hó és talaj (HASERODT, K. 1965, TRUDGILL, S. T. 1985. HOWARD, A. D. 1963) szerepét. Néhányan a hasadékokat a közöttük lévő maradványtér színek morfológiája és karsztosodása felől közelítették meg (FORD D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989). A hasadékkarokat megközelíthetjük morfometriai paramétereik alapján is. A Júliai-Alpokban végzett vizsgálatok során arra kerestem választ, hogy hogyan csoportosíthatók a hasadékok morfológiai jellemzőik szerint.

A karros cellák vizsgálata során a hasadékok háromféle pozíciót foglaltak el a cellákon belül. Az egyik esetben a cellán bárhol, rendezetlenül jelentek meg, függetlenül a lejtésiránytól és a lejtőszögtől. A második lehetőség, hogy csapásirányba helyezkednek el a cella alsó zónájában, míg a harmadik esetben rácskarrként jelennek meg. Ekkor többnyire az egész cellát borítják és annak jellemző formakincsét alkotják (24. kép).



24. kép. Rácskarros cella a Lapiés de Tsanfleuron réteglapos felszínén.

9.1. A mintaterület morfológiai jellemzői

A kutatási terület a Júliai-Alpok Triglav csúcsától északra elterülő gleccservölgyben található 2200 és 2300 méteres magasságban. Jelentős a területen lévő törmelékborítás, amely származhat fagyaprózódásból és moréna-anyagból is. A gleccservölgy talpát réteglépcsők és sziklamedencék tagolják, a réteglépcsők magassága a 10-15 métert is elérheti. A völgyet, és így a kutatási területet nemrég jég borította, jégmentes időszaka 50 évre tehető (VERESS M. –ZENTAI Z. 2004.). A mintaterületek háttérében lévő kisebb jégfolt, még a nemrég aktív glaciális erózióról tanúskodik. A réteglépcsőket az egykori hógyűjtő medence oldalában, szinte függőleges falon leereszkedve lehet megközelíteni. A fedetlen réteglépcsők réteglapos lejtőin fiatal karos felszínek alakultak ki fejletlen formakincssel. A terület északi peremét adó kárküszböt egy hatalmas törmelékletjtő köti össze a Vrata- völgygel.

Ezen a felszínen három cellát jelöltünk ki vizsgálatainkhoz (25-26. kép). Mindhárom terület környezete fölé magasodó réteglap, így máshonnan nem kaphattak vizet, csak a felszínükre hulló csapadékból. A területek kiválasztásakor ügyeltünk arra, hogy a lejtőszög a térképezett felszínrészleten belül állandó legyen. A két közepes lejtésű réteglap lejtőszöge 15-20° közé esett.



25. kép. Az I-es mintaterület távlati képe és tájékozott ortofotója a berajzolt hasadékkarokkal.

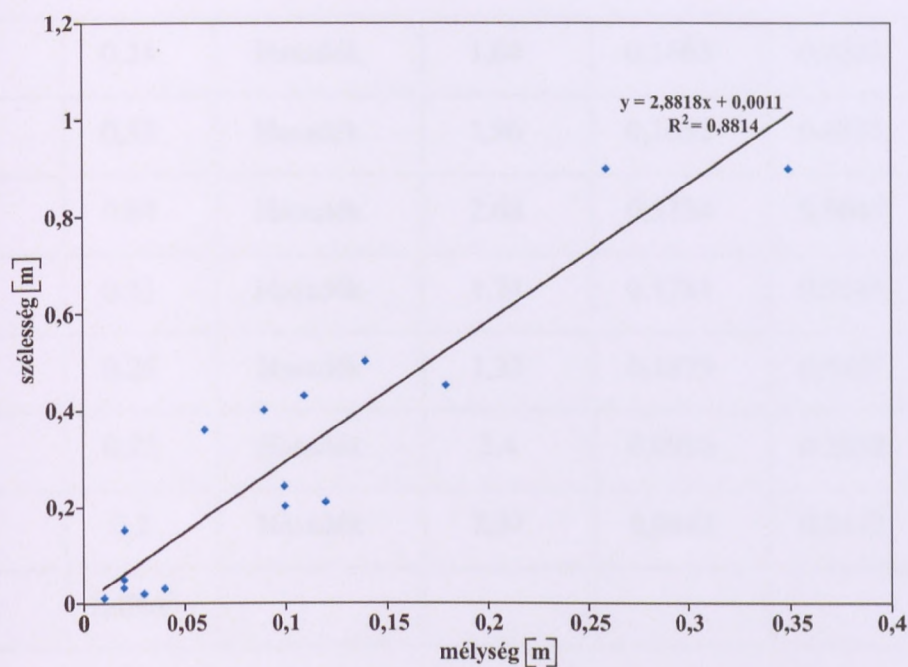


26. kép. A II-es mintaterület hasadékkarrjai a felette elhelyezkedő réteglépcsőről fényképezve.

A három cella morfológiájának elemzése a korábban bemutatott fotogrammetriai módszerrel történt, amit terepi mérésekkel egészítettünk ki. Keresztszelvény mentén minősítettük a formákat, mértük azok mélységét és irányát, valamint minden mintaterületen a törésszámot és a jellemző törésirányokat. Kapcsolatot kerestünk a hasadékok mélysége és szélessége között. Ehhez a terepen végzett morfometriai mérések eredményeit használtuk fel. A hasadékok mentén 10 cm-enként mértük a szélességet és a hozzá tartozó mélységet. A mérések szerint a hasadék szélessége a mélység lineáris függvénye. Az egyenes egyenletét regresszióanalízis segítségével határoztuk meg:

$$y = 2,8818x + 0,0041.$$

A szórás mértéke a morfometriában elfogadható értéken belül marad: $R^2 = 0,8814$, így az összefüggés alkalmas arra, hogy a hasadék bármely pontján mért szélességhez mélységet rendeljen. Az 12. ábrán látható, hogy az egyenes minimális eltéréssel az origóhoz tart, azaz 0 szélességhez, 0 mélység tartozik.



12. ábra. A hasadékkarrok mélysége és a szélessége közötti regressziós kapcsolat.

A következő lépésben az ortofotó által szolgáltatott adatokat használjuk fel:

- Az Arcview program segítségével meghatározhatjuk a formák területét és hosszúságát. A két adat hányadosaként megkapjuk az átlagos szélességet.
- Az átlagos szélességhez a regressziós egyenlet alapján átlagos mélységet rendelünk.
- Ismerve az átlagos szélességet, mélységet és a forma hosszúságát, meghatározható a formák térfogata.

Ezzel a módszerrel minden hasadékot egy téglatestté transzformálunk, amelynek térfogata jó közelítéssel megadja a kioldott anyag mennyiségét. A szükséges adatok mérhetők az ortofotón, a többit pedig számítani tudjuk az egyenlet segítségével (V. táblázat).

hasadék száma	terület (m ²)	formatípus	hasadék hossza (m)	átlag-szélesség (m)	átlag-mélység (m)	kioldott térfogat (m ³)
1	0,06	Hasadék	0,53	0,1132	0,3273	0,0196
2	0,65	Hasadék	3,5	0,1857	0,5362	0,3485
3	0,39	Hasadék	1,52	0,2565	0,7405	0,2887

4	0,24	Hasadék	1,64	0,1463	0,4228	0,1014
5	0,32	Hasadék	1,96	0,1632	0,4715	0,1509
6	0,84	Hasadék	2,68	0,3134	0,9043	0,7596
7	0,31	Hasadék	1,74	0,1781	0,5145	0,1595
8	0,25	Hasadék	1,33	0,1879	0,5427	0,1356
9	0,22	Hasadék	2,4	0,0916	0,2652	0,0583
10	0,2	Hasadék	2,37	0,0843	0,2442	0,0488
Össz:	3,48m ²					2,0714m ³

V. táblázat. Az I-es mintaterület hasadékkarjainak mért és számított értékei.

9.2. A hasadékkarrok morfogenetikai csoportosítása

A magashegységi hasadékkarrok genetikájuk és morfológiájuk alapján két nagy csoportba sorolhatók. Megkülönböztethetünk törés menti hasadékokat és kürtőből összenőtt hasadékokat. Genetikai szempontból a rácskarrok nem képeznek önálló csoportot, a törésmenti hasadékok egy speciális típusát alkotják.

A három feldolgozott mintaterület mindegyikén azt tapasztaltuk, hogy a hasadékok mérete egy nagyságrenddel meghaladta a többi karros forma méretét, a törésszám (db/cm) pedig kétszer akkora, mint a Totes-Gebirgében vagy a Dachsteinben (VERESS M. et al. 2001). Ez a megfigyelés igazolni látszik azon feltételezést, mely szerint a törésszám növekedése kedvez a hasadékkarrok kialakulásának. Ezek a fiatal cellák a primer formakincs kialakulásával fejlődésük első szakaszában vannak, a formakincs meghatározó kialakító tényezője pedig a magas törésszám.

A formák pereme egyenes lefutású követve a preformáló törés irányát. A terület hasadékkarjai a végpontjaik felé elkeskenyedő tendenciát mutatnak és mindkét végükön pontszerűen végződnek (25. kép). Legmélyebb és legszélesebb pontjuk tehát a közepükön van. Ebből arra lehet következtetni, hogy kialakulásuk középről, azaz egy pontból indult ki. Ezt látszik alátámasztani az a tény is, hogy arányosság mutatható ki a mélység és a szélesség között. A formáknak ugyanis a

közepüktől kiindulva nemcsak a szélessége, de a mélysége is csökken. Ez pedig csak úgy lehetséges, ha a mélyülés párhuzamosan zajlik a szélesedésükkel. Abban az esetben, ha legalább két eltérő irányban közel azonos fejlettségű törésrendszer alakul ki, a törések oldásos szélesedésével rácskarr alakul ki. A rácskarr és a törésmenti hasadék morfológiai egyezősége azt mutatja, hogy a rácskarrok kialakulása is egy pontból történik. Ezek a pontok a különböző törésirányok metszéspontjai. A rácskarr kialakulása esetén könnyen válik a karros felszín, vagy cella uralkodó formájává, ugyanis azzal, hogy behálózza a felszínt, elősegíti az oldószer gyors elszivárgását (27. kép).

A törés menti hasadékok egy speciális típusnak tekinthetők a réteghézagkarrok (*Schichtfuggenkarren*). Kialakulásuk a mészkő réteglapjai mentén történik, ebből következik, hogy elhelyezkedésük nem vertikális, hanem követi a rétegek dőlését. A réteglépcsők rétegtejes oldalának gyakori formája.



27. kép. Rácskarros felszín a Lapiés de Tsanfleuron vízszintes réteglapján. A képen jól megfigyelhető, hogy a hasadékok között nem alakultak ki más karros formák.

A hasadékok másik nagy csoportját a kürtőből összenőtt hasadékok alkotják, melyek mind elhelyezkedésükben, mind morfológiájukban jól elkülöníthetők a törés menti hasadékoktól. Gyakran a karros cellák alsó zónájában helyezkednek el és a cella felszínére hullott csapadékot a karszt belsejébe vezetik. Oldalfaluk szintén vertikális, de felszíni vetületük nem egyenes. A forma peremének vonala mindvégig megőrzi eredetét, oldalát a hasadék mindkét felén félkör alakú bemélyedések

alkotják (28. kép). Ezek az íves bemélyedések a függőleges oldalfalakon is végigkísérhetők. Kialakulásuk különálló formaként, egyszerre több ponton indul meg, a hasadék tehát egy összenőtt kürtősből jön létre.



28. kép. Kürtőből összenőtt hasadék a Tsanfleuron-i karmezőn.

A hasadékok egy harmadik, átmeneti típusának tekinthetők az aszimmetrikus hasadékok, melyek réteglépcsők találkozásánál helyezkednek el. Az ilyen formák aszimmetriáját az okozza, hogy a lejtő felől érkező vályúk a hasadék egyik oldalát intenzívebb oldódással felszabdaltják (29. kép). Ezeknek a formáknak a felszíni vetülete tehát a lejtő felőli oldalon íves bemélyedésekből áll, míg a másik oldalon egyenes lefutású. Ez a hasadéktípus a rétegfej és a felette elhelyezkedő réteglap találkozásánál csapásirányban fejlődik ki.



29. kép. Aszimmetrikus hasadék alakult ki a karros cella alsó szegélyén. A hasadék a réteglépcsők találkozásánál a cella vizét a mélybe vezeti.

10. A LAPIÉS DE TSANFLEURON KARRMORFOLÓGIÁJA

A Lapiés de Tsanfleuron a magashegységi karros rendszer legnagyobb területű és legösszetettebb szintjét, a karrmezőt képviseli. Karros morfológiája felfogható egyedi formák, összeoldódott formák és karros cellák komplexumaként. Ez a morfológiai rendszer a Tsanfleuron-gleccser előterét képezi, amiből az következik, hogy karros felszíne erőteljes glaciális morfológiát is tükröz. Hasonló karrmező leírását A. BÖGLI (1964) végezte el, aki a svájci Märenberg fennsík karsztos és glaciális formakincsét elemezve jutott el a glaciokarsztos morfológia fogalmához. Véleménye szerint tipikusan ilyen formakomplexum a réteglépcsőkarszt (*Schichttreppenkarst*). Meg kell azonban különböztetnünk a jég alól éppen csak kitakaródott réteglépcsőket és a szintén jég által preformált, de már karsztos oldódással pusztuló réteglépcsőket. Csak ez utóbbi nevezhető glaciális-karsztos formakomplexumnak és réteglépcsőkarsztnak. A Lapiés de Tsanfleuron réteglépcsőkarsztja a fejlődés több fázisában vizsgálható, melyek a gleccsertől távolodva övezetes fejlettséget mutatnak. Ezek a fázisok a következők:

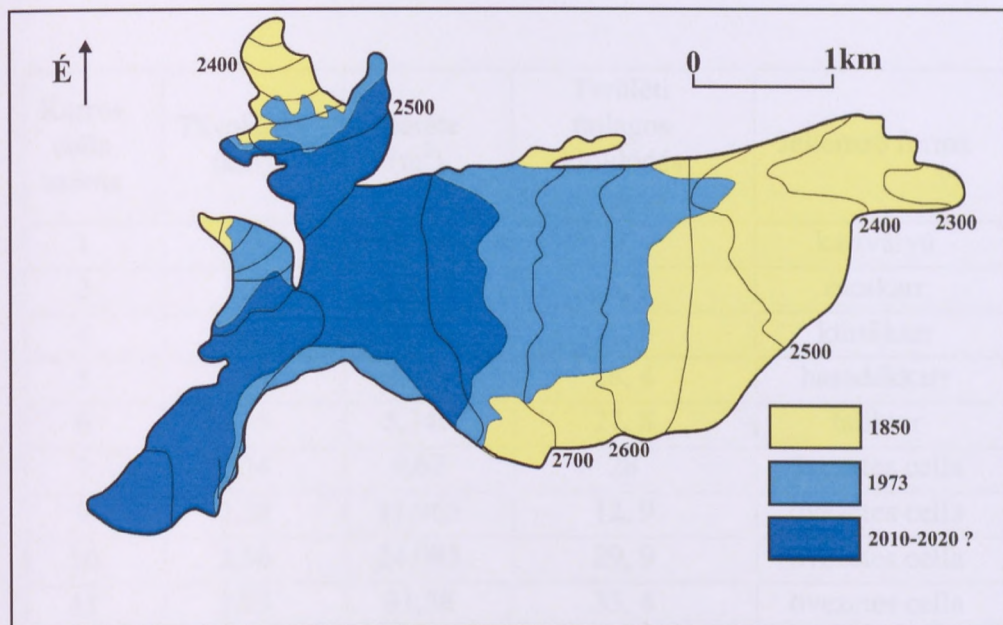
- A kitakaródott réteglépcsők rétegei között oldódás kezdődik, amely réteghézagkarrokat hoz létre. Ebben a szakaszban felszíni karrformák még érdemben nem mutathatók ki, ezzel szemben jelentős a gleccser alatti kiválások kiterjedése. Az ilyen fiatal réteglépcsőkarszt jellemzője a nagy mennyiségű törmelék jelenléte. Felszínét nagy számban előforduló szubglaciális csatornák tagolják fel.
- A második szakaszban kezdetleges felszíni karrformák jelennek meg, melyek mélysége 0,5-1 cm körül alakul. A karros formákat elsősorban vályúk és falikarrok képviselik, de megjelennek már a saroknyomok is. Ezen a fejlettségi szinten a szubglaciális kiválások már szinte teljesen feloldódnak, jelenlétük nem számottevő, a felszíni törmelék azonban még mindig jelentős. A glaciális csatornában már az oldódás jelei mutatkoznak.
- A harmadik fázisban mind a réteglapokat, mind pedig a rétegfejeket aktív karros lepusztulás jellemzi, melynek során a rétegfejek hátrálnak a réteglapok pedig alacsonyodnak. Fejlett karros cellák és karrformák képezik a formakincset. A lepusztulás következtében kialakul a réteglépcsők

peremének legömbölyített profilja. A karros formákban helyenként talaj- és növényfolt települ, elősegítve ezzel a még hatékonyabb oldódást.

- A réteglépcsőkarszt fejlődésének negyedik fázisában a karros formák és a réteglépcsők pusztuló állapotban vannak, a réteglapokon jelentős kiterjedésű növényborítottság figyelhető meg. A szabályos lépcsős szerkezet kezd eltűnni, a felszín egyre inkább egy hullámvonalat formál. A karros formákat többnyire a pusztulásukból származó törmelék és növényzet tölti ki. Ezen a területen fedetlen karros cellák már nem fordulnak elő, a talaj és a növényzet részese a karrosodás folyamatának.

A réteglépcsőkarszt fejlődésének fent bemutatott négy szakasza kifejezetten a Lapiés de Tsanfleuron karrmezőre vonatkozik, bár a tapasztalataim alapján hasonló fejlődési szakaszok fedezhetők fel más réteglépcsős területen is (Désert de Platé, Savoiai-Alpok). Fontos azonban megjegyezni, hogy ez a morfológiai övezetesség szoros összefüggésben van a gleccsernyelv alakjával és visszahúzódásával, ami egyben azt is jelenti, hogy egy más adottságú gleccser esetében az övezetek eltérően alakulnak.

A Lapiés de Tsanfleuron karrmorfológiája azonban nem írható le kizárólag karsztosodással és szabályos réteglépcsőkarszt övezetek kialakulásával, ugyanis a fent említett övezeteket a glaciális felszínformálás (akkumuláció és erózió egyaránt) kiterjedésében és morfológiájában egyaránt módosítja. Mivel a gleccser szerepe a felszín eredeti adottságai miatt nem mindenhol egyforma az övezetek sem rendeződnek szabályosan. A glaciológiai adatsor a vizsgált terület esetében 1880-tól áll rendelkezésre, amelynek alapján kiserkeszthető a gleccsernyelv korábbi alakja is. Az adatok azt mutatják, hogy a nyelvterület déli oldalának (ami nem jelent déli kitettséget) visszahúzódása erőteljesebb volt az elmúlt közel 130 év alatt, míg a karmező északi felén egy keskeny sávban tovább maradt meg a jég, ami a 13. ábrán is jól látható. Ezt a tendenciát a gleccsernyelv mai alakja is jól tükrözi.



13. ábra. A Tsanfleuron-gleccser kiterjedése a Kis-jégkorszakig.

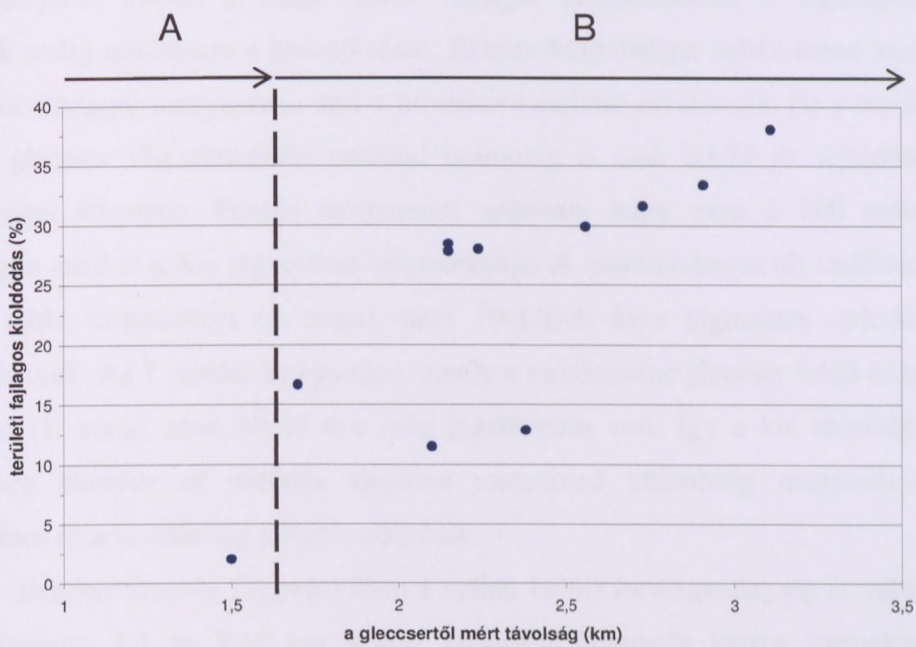
10.1. A Tsanfleuron gleccser hatása a karos cellák fejlődésére

Amint azt már korábban láthattuk a gleccser és annak olvadékvize fontos szerepet játszik a jégmentessé vált előtér felszínformáló folyamataiban (5.1. fejezet). Különösen igaz ez egy olyan fiatal felszín esetében, mint a Tsanfleuron gleccser előtere. A 10 km² kiterjedésű karrmezőn a karos cellák területi fajlagos kioldódását vizsgáltam a gleccsertől távolodva. A mintaterületek kiválasztásánál ügyeltem arra, hogy az elemzésben hasonló adottságú cellák vegyenek részt. Többségük közepes dőlésű (10-35°) réteglapos felszín, melyek kitettsége KDK irányú, ami azt jelenti, hogy hátat fordítanak a gleccsernek. Ez azért fontos, mert a gleccsernek kitett lejtőkön (NYÉNY) a glaciális erózió nagyobb hatékonysága befolyásolhatja a vizsgálat eredményét. A gleccsertől mért távolság meghatározásához a terület 1:20000 digitális domborzatmodelljét használtam (VI. táblázat).

A vizsgált mintaterületek közé kettő olyan karos cella is került, amelyek adottságai részben eltérőek. Az egyik egy vízszintes felszínű kürtőkaros cella (4. cella). A másik cella kitettsége különböző, mivel éppen a gleccser felé dől (9. cella). Ezek az eltérő adottságok tetten érhetőek a területi fajlagos kioldódás értékében is (14. ábra).

Karros cella száma	Távolsága (km)	Mérete (m ²)	Területi fajlagos kioldódás %	Jellemző forma
1	1,5	13, 045	2	karrvályú
2	1,7	1,179	16, 7	rácskarr
4	2,1	1,52	11, 5	kürtőkarr
5	2,15	25,99	28, 4	hasadékkarr
6	2,15	5,748	27, 8	falikarr
7	2,24	9,67	28	övezetes cella
9	2,38	11,965	12, 9	övezetes cella
10	2,56	24,085	29, 9	övezetes cella
11	2,73	81,58	33, 4	övezetes cella
12	2,91	51,12	38, 1	övezetes cella

VII. táblázat. A vizsgált karros cellák adatai. (Lapiés de Tsanfleuron)



14. ábra. A mintaterületek területi fajlagos kioldódásának alakulása a gleccsertől mért távolság függvényében.

- — —

Az 1850-es morénasánc elhelyezkedése
- A

A gleccser és a morénasánc közötti zóna, ahol 0-150 éves oldódási periódussal számolhatunk.
- B

A morénasáncon túli zóna, ahol 10-11 000 éve tart a karrosodás.

A grafikonon jól látható, hogy a távolság növekedésével nő a területi fajlagos kioldódás értéke is (majdnem 20-szorosára). Ez a tendencia arra enged következtetni, hogy a vizsgált cellák karrosodásának ideje eltérő, mivel a hasonló adottságok miatt megközelítőleg azonos intenzitású oldódással számolhatunk. Ebből pedig az is következik, hogy ezek a cellák egy fejlődési sorként értelmezhetők. A glaciális erózió befolyásoló hatásával azért nem kell számolnunk, mert karros cella fejlődése a gleccser alatt nem kezdődhetett el. Az ugyanis előfordulhat, hogy egy-egy kisebb forma kialakulása szubglaciális környezetben is megindul, komplex formakincs kifejlődésére azonban nincs lehetőség. A gleccser alatt kioldódó formák elszigetelt kisméretű jelenségek, melyek nem alkotnak összefüggő rendszert (SOUCHEZ, R. A. – LEMMENS M. 1987). A karros cellák kialakulása tehát a gleccser visszahúzódása után kezdődött el.

A gleccser hatását vizsgálva kiemelkedő jelentősége van az 1. terület különösen alacsony (2%) kioldódási értékének. Mint látható ez az érték egy nagyságrenddel kisebb a többi terület fajlagos kioldódásánál, a legmagasabb értéknek pedig mindössze a huszad része. Ekkora különbséget nehéz lenne azzal a 200 m távolsággal magyarázni, ami a következő cellától elválasztja. Ez a távolság átlagos gleccser visszahúzódási értékkel számolva is csak 20-25 év fejlődésbeli különbséget jelentene. Fontos momentum azonban, hogy ezen a 200 méteres távolságon terül el a Kis jégkorszak végmorénája. A moránasánccon túl található az összes többi mintaterület (2. zóna), ahol 10-11000 éves jégmentes oldódással számolhatunk. Az 1. terület az egyetlen, amely a morénasánc gleccser felőli oldalán található (1. zóna), ahol 40-50 éve még jégelborítás volt. Így a kis távolságbeli különbség ellenére az oldódás idejében mutatkozó különbség magyarázza a formakincs és a kioldottság jelentős eltérését.

A gleccsertávolság függvényében a cellán belüli formagazdagság is változik (VI. táblázat). 1,5 és 2,15 km között kizárólag homogén karros formakincsű mintaterületek találhatók. Az első olyan karros cellák, amelyeken többféle forma fordul elő 2,15 km-nél nagyobb távolság után jelentkeznek. A 2,15 km-nél távolabb található mintaterületek mindegyike gazdag és változatos formakincssel rendelkezik. Ha elfogadjuk, hogy a karrosodás a gleccser visszahúzódását követően kezdődött - akkor a távolságbeli különbség egyben a karrosodás időtartamára is vonatkozik. Így tehát, a heterogén formakincsű cellák, csak bizonyos idő elteltével alakulnak ki. Ezt azonban össze kell vetnünk azzal a ténnyel, hogy a homogén

mintaterületek között is előfordul kürtőkarros, falikarros, vályúkarros, hasadékkarros és rácskarros is. Ebből arra következtethetünk, hogy a kezdeti stádiumban létrejön egy elsődleges (primer) formakincs, valamilyen meghatározó kialakító tényező hatásaként (pl. dőlésszög, kőzetminőség), ami módosítja a hordozó térszínen lefolyó víz áramlási viszonyait. Ebben a szakaszban tehát megkezdődik annak a formának a kialakulása, amelynek a körülmények kedveznek. Ezt követően, a primer formák hatására kialakuló, módosult áramlás teszi lehetővé más formák kialakulását, amit másodlagos, vagy szekunder formakincsnek nevezhetünk. Tapasztalataink szerint a szekunder formakincs többféle formából is állhat, ami azt is jelenti egyben, hogy ebben a szakaszban egyszerre többféle forma is fejlődhet. Példaként említhető, hogy a magas törésszámú cellán fejlett rácskarr jött létre, mint primer formakincs, majd a hasadékok közötti területen kezdetleges madáritatók és vályúk kialakulása kezdődött meg. A primer és a szekunder formák fejlettségük és méretük alapján jól elkülöníthetők egymástól. Azokról a homogén cellákról, amelyek fejlett primer formákkal rendelkeznek megállapítható, hogy nem jutottak fejlődésük második szakaszába. Ez azzal magyarázható, hogy valamely kialakító tényező szerepe olyan nagy mértékű, ami nem teszi lehetővé más formák kialakulását. A falikarros cellák esetében ilyen például a lejtőszög.

10.2. Az 1. zóna morfológiája

A Tsanfleuron karrmező karrmorfológiai térképén négy fő zónát különítettem el, melyek a gleccser differenciált hatását is figyelembe véve alzónákra oszthatók (15. ábra).

A 1. zóna öleli fel a gleccser és az 1850-es morénasánc közötti területet, amelyen közvetlenül kapcsolódik egymáshoz a glaciális és a karsztos morfológia. Ez a terület tehát 1850-ig teljes egészében jégelborítás alatt volt, felső egyharmadát azonban még 30 éve is gleccser fedte el. A jég visszahúzódásának gyorsuló üteme jól megfigyelhető az 1973-ban épített nyári sípálya felvonóján, ennek tartóoszlopai ugyanis a nyári hónapokban közel tíz éve hómentes felszínen állnak. A sípályát pedig 33 évvel ezelőtt még állandó jégre építették.

Az egész zónára jellemzőek a szubglaciális kiválások (SOUCHEZ, R. A. – LORRAIN, R. D. 1978, SHARP, M. et al. 1990) és a törmelék felhalmozódás. A déli oldal 1/b zónáján terül el a már korábban említett fiatal réteglépcsőkarszt,

amelynek elsődleges formái a réteghézagkarrok. A réteglapok felszíne enyhén hullámos, ahol a hullámvölgyeket kiválások töltik ki. A zóna nagy magassága (2600-2700 m) következtében kialakuló alacsony hőmérséklet és az év nagy részét kitöltő hóelborítás a karsztos folyamatokat csak rövid ideig engedi működni. Ez az időszak kb. júliustól-szeptember elejéig tart, ám ekkor is csak elsősorban nappal.

A karrosodás és a glaciális erózió kapcsolatát figyelembe véve különös figyelmet igényel az 1/a terület morfológiája. Itt a helyenként tökéletesen simára csiszolt felszínt alpesi viszonyok között óriás méretű vályúk tagolják fel (30. kép), olyan helyen, ahol még a 15 évvel ezelőtt készült térképeken jég volt. Ezek a vályúk morfológiailag hasonlítanak a rinnenkarrokra, méretüket tekintve azonban nem alakulhattak ki a gleccser visszahúzódása után.

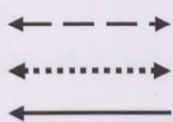


30. kép. Óriás méretű vályú közvetlenül a gleccser előterében.



31. kép. A gleccser mozgásának irányába kialakult Nye-csatorna.

Mindkét vályú környezete simára csiszolt felszín.



szélesség : 165 cm

mélység : 96 cm

lejtésirány, lejtőszög : 28°

A vályúk egyik csoportját képezik az ún. Nye-csatornák, melyek szubglaciális környezetben alakulnak ki elsősorban a fenékmoréna kivéső hatására, részben pedig olvadékvizek eróziós tevékenysége során (BATES, P. et al 2002). Ezek a csatornák helyzetüket és morfológiájukat tekintve is jól elkülönülnek a karrvályúktól. Keresztmetszetük parabola alakú, kialakulásuk gyakran nem lejtésirányban történik, a csatornák falát pedig gleccserkarcok borítják (31. kép).

A másik csoport formáit poligenetikus vályúknak nevezhetjük. Ezek a vályúk morfológiájukat tekintve rendkívül közel állnak a rinnenkarrokhoz, vagy a meanderkarrokhoz. Talpuk vízszintes, lefutásuk pedig többnyire meanderező. Az aljzatukat kitöltő törmelék, az oldalukon megtalálható gleccserkarcok, valamint a hatalmas méret azonban arra utal, hogy kialakulásukban több felszíninformáló folyamat is szerepet játszik. Az említett sajátosságok alapján megállapítható, hogy ezen formák kialakulása is szubglaciális környezetben kezdődött a következő folyamatok hatására:

- A gleccsertalpon található fenékmoréna kivéső hatása.
- A gleccsertalpon áramló olvadékvíz eróziós hatása.
- Az olvadékvíz oldó hatása.

SOUCHEZ, R. A. – LEMMENS M. (1987) szerint szubglaciális zónában is történhet ún. zárt rendszerű (THOMAS – RAISWELL 1984) oldódás. RAISWELL (1984) definíciója szerint a zárt rendszerű oldódásba nem jut gáz fázisú (azaz légköri) szén-dioxid, így az oldódást kizárólag a víz fázis biztosítja. Ebben a modellben a szén-dioxid kismértékű utánpótlása miatt az oldódás hamar leáll. Ezzel szemben a nyílt modell képes légköri szén-dioxidot magához venni, ami tartósabb oldódást eredményez.

A jég visszahúzódása után megszűnt a kivéső hatás, megmaradt viszont a törmelék eróziós hatása és erőteljesen nőtt az oldódás szerepe. Ebben a zónában mind az oldódás, mind pedig az erózió közvetlenül a gleccserkapun kifolyó olvadékvízből táplálkozik.

A zónában elkülöníthető a vályúknak egy harmadik csoportja is, amibe a karrvályúkat sorolhatjuk. Ezek a rinnenkarrok olyan helyeken alakulnak ki, ahol a morfológiai helyzet nagy mennyiségű csapadékvíz levezetését teszi lehetővé, ezáltal az oldódás különösen intenzív lehet. A vályúk mérete azonban nem haladja meg az

1-2 cm szélességet és 2 cm mélységet (32-33. kép). A terület fejletlen karros formakincsét kizárólag ezek a fiatal karrvályúk képviselik.



32. kép. Az 1/a zóna fiatal vályúkezdeményei jég által csiszolt felszínen.



33. kép. A gleccser előterében elszórtan kialakuló vályúk fejlődését a kedvező fekvésből adódó nagyobb vízgyűjtőterület okozza. A felszínt a jég szinte tökéletesen simára csiszolta.

10.3. A 2. zóna morfológiája

A zóna fekvése egy kicsit eltér az övezetes elrendeződéstől, nagyjából kelet-nyugat irányban megnyúlva kíséri a morénasánc vonalát. Mivel a morénasánc

innenső felén a jégmentes időszak 10-11 ezer évre tehető, a meghatározó morfológiát a karrok alkotják. A négy fő zóna közül ezen a területen nyilvánul meg legkevésbé a glaciális felszínformálás hatása. A terület jellegzetes formakincsét a karros cellákból felépülő fejlett réteglépcsőkarszt alkotja, amelynek réteglapjai és rétegfejei egyaránt karrosodással pusztulnak. A karros cellák változatos formakincse többnyire övezetes elrendeződést mutat: felül saroknyomok, középen vályúk, a lejtő alján pedig kürtők jellemzőek. A jól fejlett karros formakincs miatt ebben a zónában történt a legtöbb karros cella felmérése, melyeket részletesen a 7. fejezetben mutatok be.

10.4. A 3. zóna morfológiája

A zónában ismét erőteljesen megjelennek a glaciális felszínformálás nyomai, uralkodó azonban továbbra is a mikrokarsztos morfológia marad. A pusztuló réteglépcsőkarszton elsősorban karros cellákat találunk, de a jég által kivésott csatornák is nagy számban képviseltetik magukat. Igazából itt válik feltűnővé az a morfológiai sajátosság, hogy a gleccser egész előterét tekintve a déli oldalon markánsabb formaelem a réteglépcsőkarszt (34. kép), míg a terület északi felén a jég által letarolt, legömbölyített háta uralkodnak (35. kép).



34. kép. A 3. zóna déli oldalán fejlett, helyenként már pusztuló karros felszínekből álló réteglépcsőkarszt alkotja a formakincset.



35. kép. A 3. zóna északi felén jég által preformált, letarolt felszínen folyik a karrosodás.

A karros formák minden alapformája megtalálható azonban továbbra is kiemelkedő a rinnenkarrok aránya. Elvértve ugyan, de ismét megjelennek az 1. zónában már megismert poligenetikus vályúk is (36. kép). A karrosodás új tényezőjeként jelenik meg a talajborítás, amely elsősorban a formák belsejét tölti ki. A talajhatás miatt itt már teljes egészében fedetlen karros cellák nem vizsgálhatók. Szembetűnő különbség az előző zónákhoz képest a formák nagyobb mélységében is kimutatható, ami magyarázható azzal, hogy a talajkitöltés helyileg jelentősen növeli az oldódás intenzitását. A helyenként előforduló törmelék pedig azt jelzi, hogy ugyan még kis mértékben, de már megindult a formák pusztulása is. A karros cellát gyakran teljes egészében kitöltik a kaotikus rendszert alkotó karrformák, amelyekbe hol talaj, hol pedig törmelék halmozódik fel. Pusztulásukban fontos szerepet játszik a fagyaprózódás is, hiszen a zóna alsó határa is még 2350 méteres magasságban fekszik.

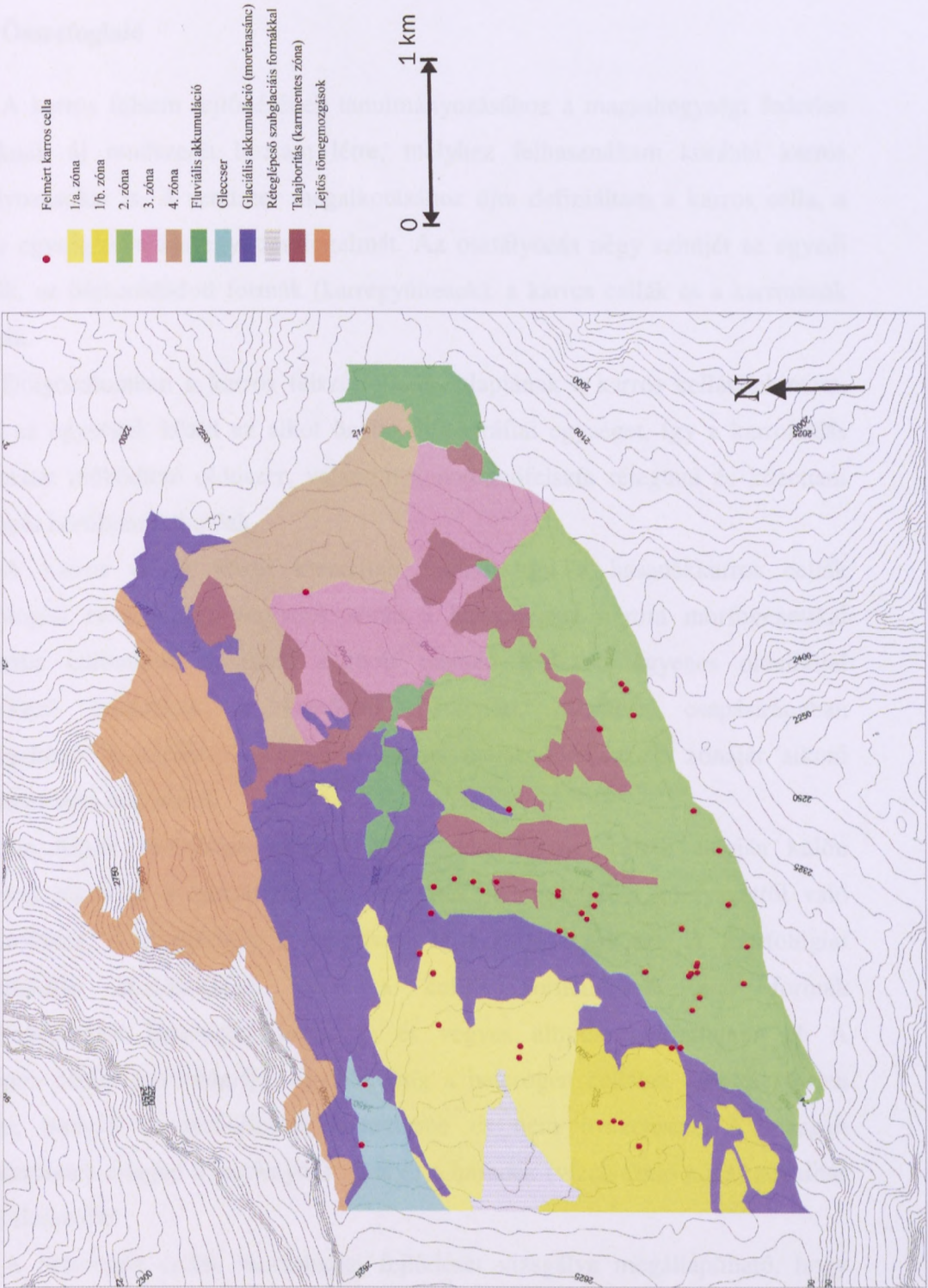


36. kép. Poligenetikus vályú a 3. zóna északi részén.
(A mérőszalag 1 métert mutat.)

10.5. A 4. zóna morfológiája

A gleccsertől legtávolabb fekvő morfológiai egység karrosodása nagy területeket lefedő talajelborítás alatt zajlik, amelyből szigetszerűen bukkannak ki fedetlen karros felszínek. Ezek a néhány négyzetméteres karros lejtők sem tekinthetők fedetlen karros cellának, hiszen a felszínükre mindenképpen érkezik talajelborításból származó oldószer. A terület továbbra is őrzi, az észak-déli irányban fennálló glaciális-karsztos morfológiai különbséget.

A Lapiés de Tsanfleuron karmorfológiai térképe



15. ábra. A Lapiés de Tsanfleuron karmorfológiai térképe.

11. ÖSSZEFOGLALÓK

11.1. Összefoglaló

A karros felszín fejlődésének tanulmányozásához a magashegységi fedetlen karroknak új rendszerét hoztam létre, melyhez felhasználtam korábbi karros osztályozásokat is. A rendszer megalkotásához újra definiáltam a karros cella, a karros egység és a karregyüttes fogalmát. Az osztályozás négy szintjét az egyedi formák, az összeoldódott formák (karregyüttesek), a karros cellák és a karmezők alkotják.

Dolgozatomban a karros felszínfejlődés alapjának a karros cellát tekintem, mivel az egységek közül ez alkot önálló hidrográfiai egységet, így a karrosodás folyamatát működtető oldószér, valamint a hordozófelszín rétegtani és közettani jellemzői körülhatárolhatóak.

A karros cellák közül kiemelten foglalkozom a hasadékkarros cellák morfológiai elemzésével, melynek során a hasadékokat három morfogenetikai csoportba különítem el. Ezek a törés mentén kialakult egyenes oldalfallal rendelkező hasadékok, a kürtőkből összenőtt, általában csapásirányban elhelyezkedő hasadékok, valamint a karros cellák vízelvezető zónáját alkotó aszimmetrikus hasadékok.

Az Alpok különböző mészkő övezeteiben felmért cellák alapján külön rendszert alkottam a karros cellákra, melynek szempontjai a környezettől való elhatárolódás, a morfológia, a fejlettségi szint és a szerkezet. A morfológiai csoportosítás összetettsége miatt a cellák formakincsét adó formák feltérképezésével heterogén, homogén és vegyes altípust különítettem el. A homogén cellák morfológiáját egyféle, míg a heterogén cellákét többféle forma alkotja, melyek rendeződhetnek övezetesen és nem övezetesen. A vizsgált mintaterületek alapján a saroknyom – vályú – hasadék (vízelvezető zóna) zonalitás a legjellemzőbb.

A heterogén cellák morfológiai fejlődését vizsgálva megállapítható, hogy formakincsük kialakulása két szakaszban történik. A fejlődés kezdeti szakaszában valamely meghatározó tényező hatására kialakul a primer formakincs, amely egyféle formát jelent. Ezt követően a primer formakincs áramlást módosító hatására új formák jelennek meg, melyek a szekunder formakincset alkotják.

A karros cellák rendszerezését alkalmazva elkészítettem a Tsanfleuron-i karrmező karrmorfológiai térképét, melynek felszínét négy zónára osztottam. A zónák elhelyezkedését és morfológiáját glaciális erózió által befolyásolt karrosodás alakította ki, melyben szerepe van szubglaciális felszínformálásnak is.

11.2. Résumé

Afin d'étudier le développement des surfaces lapiazées, j'ai du créer un nouveau système des lapiés nus des hautes montagnes pour lequel j'ai également utilisé d'anciennes classifications. Pour la construction du système, il m'a fallu redéfinir certaines notions: cellule lapiazée, unité lapiazée et complexe lapiazé. Cette classification est constituée par quatre niveaux qui sont: les formes individuelles, les formes complexes, la cellule lapiazée et le champ de lapiés. Dans ma dissertation, je considère les cellules lapiazées comme la base de développement de la surface lapiazée car entre les niveaux ce sont les seules qui créent une unité hydrographique. Cette unité permet de délimiter les caractéristiques stratigraphiques, géologiques et de dissolvant, ce dernier faisant fonctionner la dissolution karstique.

Entre les cellules lapiazées, je me suis occupé en priorité de l'analyse morphologique des diaclases lapiazées que je regroupe en trois types. Tout d'abord les diaclases lapiazées qui se sont développées dans la direction des fissures de la roche et leurs bords sont presque droits. Puis les diaclases qui se sont formées par les puits lapiazés et qui généralement se développent perpendiculairement à la direction de la pente. Et enfin les diaclases asymétriques qui forment la zone d'infiltration des cellules lapiazées.

J'ai regroupé et classé les cellules lapiazées selon des mesures effectuées dans différentes zones calcaires des Alpes. Les aspects de la typologie sont le mode de séparation de leur environnement, leur morphologie, l'état avancé de leur développement et leur structure. En raison de la complexité morphologique, j'ai créé trois sous-types: les cellules homogènes qui se sont formées à partir d'un seul type de lapié, les cellules hétérogènes formées par plusieurs types et les cellules mixtes où nous trouvons plusieurs formes mais avec une prédominance d'une ou deux formes. En examinant la morphogenèse des cellules hétérogènes, nous pouvons considérer que l'ensemble des formes se développent selon deux phases.

Dans la première, nous trouvons un facteur déterminant (par exemple l'angle d'inclinaison ou la structure de la roche) qui influence la formation des premiers lapiés. Par la suite, les formes primaires modifient l'écoulement sur la surface ce qui permet un développement des formes secondaires.

Pour appliquer le système des cellules lapiazées, j'ai préparé la carte morphologique lapiazée des Lapiés de Tsanfleuron sur laquelle j'ai démarqué quatre zones. La position et la morphologie des zones sont formées par la karstification qui est influencée par l'érosion glaciaire dans laquelle le processus sub-glacial joue également un rôle important.

11.3. Abstract

In order to study the development of karren surfaces, I have created a new system of karren features of high mountains for which I also used old classifications. For the construction of the system it was necessary for me to redefine certain concepts: the karren cell, the karren complex and the karren unit. This classification consists of four levels which are: individual forms, complex forms, the karren cell and the karrenfield.

In my essay I consider the karren cells as the base of development of karren surface, because among the units they are the only ones which create a hydrographic unit. This unit makes possible to delimit the stratigraphic and geological characteristics of surface and of the solvent responsible for karstic dissolution.

Among the karren cells I specialised on the morphological analysis of grikes which I gather in three types. The first type which developed in the direction of the fractures of the rock and their edges are almost straight. Then grikes which were formed by the karren pits and which generally develop perpendicularly for the direction of slope. And finally the asymmetrical grikes which form the zone of infiltration of the karren cells.

I gathered and classified the karren cells according to measurements taken in various limestone zones of the Alps. The aspects of typology are the mode of separation of their environment, morphology, state of development and structure. Because of morphological complexity, I have created three sub-types: the homogeneous cells which are formed by only one type of karren forms,

heterogeneous cells formed by several types and mixed cells where we find several forms but with a prevalence of one or two forms. By examining the morphogenesis of heterogeneous cells, we can consider that the morphology develop in two different phases. In the first, we find a determining factor (for example the angle of inclination or the structure of the rock) which influences the formation of the primary forms. Thereafter, the primary forms modify the flow on surface that allows development of the secondary forms.

Applying the system of the karren cells, I made the karren morphological chart of Lapiés de Tsanfleuron on which I dissociated four zones. The position and morphology of the zones are formed by the karstification influenced by glacial erosion in which the subglacial process also plays an important role.

12. IRODALOMJEGYZÉK

- BALOGH Z. 1998. Saroknyomkarrok vizsgálata az ausztriai Totes-Gebirgében - *Karsztfejlődés II. (Totes Gebrige karrjai)*, BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, pp. 149-167.
- BATES, P. – SIEGERT, M. - LEE, V. – HUBBARD, B. – NIENOW, P. 2002. Numerical simulation of three-dimensional velocity fields in pressurised and non-pressurised Nye channels.
http://www.ggy.bris.ac.uk/geography/research/glaciology/personalpp/siebert/annals_glac03.pdf
- BAUER, F. 1964. Kalkabtragungsmessungen in der österreichischen Kalkhochalpen. *Erdkunde*, Vol. 18. Bonn
- BÖGLI, A. 1951. Probleme der Karrenbildung - *Geographica Helvetica*, 6. pp. 191-204.
- BÖGLI, A. 1960. Kalklösung und Karrenbildung – *Zeit. f. Geomorph. N. E. Supl.* 2. pp. 4-21.
- BÖGLI, A. (1961): Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie – *Zeit. f. Geomorph.* (5) pp. 185-193.
- BÖGLI, A. 1964. Le Schichttreppenkarst – un exemple de complexe glaciokarstique. *Revue Belge de Géographie*, H. 1/2
- BÖGLI, A. 1976. Die Wichtigsten Karrenformen der Kalkalpen. *Karst Processes and Relevants Landforms*. ISU Comission on Karst Denudation, Ljubljana pp. 141-149.
- BÖGLI, A. 1980. Karst hydrology and physical speleology - Springer Verlag, Berlin
- BUCHMANN, D. – DREYBRODT, W. 1985. The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situation of karst areas. 1. Open system. *Chemical Geology* 48. pp. 189-211.
- CHAIX, É et A. 1894. La topographie du désert de Platé, *Le Globe, Soc. de Geogr. de Geneve*, 34. pp. 67-108.
- CHAIX, É et A. 1905. Contribution á l'étude des lapiés: Le Silbern (Canton de Schwytz) 44 pp. 49-60.
- CROWTHER J. 1996. Roughness (mm-scale) of limestone surfaces: examples from goastal and mountain karren features in Mallorca - In: FORNÓS, J. J. -GINÉS,

- Á. (ed.): *Karren landforms*, pp. 149-159. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- CUCCHI, F.-FORTI, F.-MARINETTI, E. 1996. Surface degradation of carbonate rocks in the karst of Trieste (Classical Karst, Italy). - In: FORNÓS, I. J. - GINÉS Á. (ed.): *Karren Landforms*, pp. 41-51, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- CVIJIČ J. 1924. The evolution of lapiés a study in karst physiography, - *Geogr. Rev.* XIV, pp. 26-49.
- DREYBRODT, W. 1988. Processes in Karst Systems. *Physies, Chemistry and Geology*. Springer. Berlin, New York, Heidelberg
- ECKERT, M. 1898. Die Karren oder Schratten - *Pet. Mitteilungen*, pp. 69-71.
- ECKERT, M. 1902. Das Gatteschplateau ein Karren, Feld im Allgäu – Studien zur Lösung des Karrenprobleme – *Wiss. Erg. Hefte z. Zeitschr. des DAV*, 1. Innsbruck
- FAVRE, A. 1867. Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisine du Mont Blanc T. III. pp. 71.
- FORD, D. C. - WILLIAMS, P. W. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology* - Unwin Hyman, London
- FORNÓS, I. J. - GINÉS, A. (ed.) 1996. *Karren Landforms*, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- FOUCAULT, A. – RAOULT, J. F. 1980. *Dictionnaire de Géologie*. Masson, Paris.
- GINÉS, A. 1996. Quantitative data as a base for the morphometrical refinition of rillenkarren features found on limestones - In: FORNÓS, I. J. - GINÉS, A. (ed.): *Karren Landforms*, pp. 177-191. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- GLEW, J. R.-FORD, D. C. 1980. Simulation study of the development of rillenkarren – *Earth Surface Processes*, 5. pp. 25-36.
- GRUBER P. – KOVÁCS GY. – SOMLAI SZ. 1998. Vertikális karsztformák vizsgálata az ausztriai Totes-Gebirge. *Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai)* Szombathely, pp. 201-210.
- GUNN, J. 2004. *Encyclopedia of Caves and Karst Sciences* – Fitzroy Dearborn, New York-London pp. 902.
- HASERODT, K. 1965. Untersuchungen zur Hohen - und Altersgliederung der Karstformen in den nördlichen Kalkalpen - *Münchner Geogr. H.* 27.

- HINNOV, L. A. 2003. Lofer Cyclothems in the Dachstein Limestone of the Julian Alps. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Vol. 35 (6), September pp. 426.
- HOBLEA, F.-JAILLET, S.-MARIE, R. 2001. Erosion et ruissellement sur karst nu en context subpolaire océanique les laves calcaires de Patagonie - *Karstologia*, 38, pp. 13-18.
- HOWARD, A. D. 1963. The development of karst features - *Bull. Nat. Spel. Soc.*, 25. pp. 45-65.
- HUTCHINSON, D. W. 1996. Runnels, rinnenkarren and mäanderkarren: form, classification and relationships - In: FORNÓS, J. J. GINÉS, Á. (ed.): *Karren Landforms* pp. 209-223. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- JENNINGS, J. N. 1985. *Karst Geomorphology* – Basil Blackwell, pp. 293. New York
- JULIAN, M. 1980. Les Alpes Maritimes franco-italiennes. Etude géomorphologique. These d'Etat, Atelier Reprod. des Theses, Université de Lille 3, pp. 836.
- KASHIMA, N.-URUSHIBARA, Y. 1996. Karren development solutional erosion measurements by the limestone-tablet method in Shikoku Island, South-West Japon – In: FORNÓS, J. J.-GINÉS Á. (ed.): *Karren Landforms*, pp. 65-73, Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- KUNAUER, J. 1979. Some experiences in measuring the surface karst denudation in high alpine environment. *Actes du Symposium International sur l'érosion karstique*, U.I.S., Aix-en-Provence pp. 75-85.
- MAIRE, R. 1990. La haute montagne calcaire. *Karstologia-Mémoire* 3. La Ravoire, pp. 732.
- MOSES, C. A.- VILES, H. H. 1996. Nanoscale morphologies and their role in the development of karren -In: FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á. (ed.): *Karren Landforms* pp. 89-96. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- MOTTERSHEAD, D. N. 1996. Some morphological properties of rillenkarren at Lluc, Mallorca - In: FORNÓS, J. J. - GINÉS, Á. (ed.): *Karren Landforms* pp. 225-238. Universitat de les Illes Balears, Palma de Mallorca
- MUXART, T.- BIROT, P. 1977. L'altération météorique des roches. *Pub. du Départ. de Géogr. de l'Univ. de Paris-Sorbonne*, 4. pp. 279. Paris

- NEWSON, M. D. 1970. Studies in chemical and mechanical erosion by streams in limestone terrains – PhD thesis, University of Bristol
- NICOD, J. 1976. Les Dolomites de la Brenta (Italie). Karst haute alpin typique et le problème des cuvettes glacio-karstique. *Z. für Geomorph*, Supp.-Bd. 26, pp. 35-57. Berlin-Stuttgart
- PATERSON, K. - SWEETING, M. M. (ed.) 1983. New Directions in Karst, Proceedings of the Anglo - French Karst Symposium, Geo Books, Norwich.
- PETERSON, J-A. 1982. Limestone pedestals and denudation estimates from Mt. Jaya, Irian Jaya. *Aust. Geogr. Stud.*, 15. pp. 170-173.
- PÉNTEK K. 2004. Karsztos vízfolyásokban keletkező kiválási fodrok matematikai leírása lamináris áramlás esetén. *Karsztfejlődés IX*. Szombathely, pp. 53-63.
- PÉNTEK K. – SZUNYOGH G. – VERESS M. 1998. A keveredési korrózió egyenleteinek algebrai megoldása. *Hidrológiai Közöny* 78. (4) pp. 223-239.
- PÉNTEK K. – VERESS M. 2002. A karsztos lepusztulás sebességének kiszámítása egy törmelékes zóna adatainak felhasználásával. *Karsztfejlődés VII*. Szombathely, pp. 73-86.
- PLUMMER, L. N. – WIGLEY, T. M. L. – PARKHURST, D. L. 1978. The kinetics of calcite dissolution in CO_2 - water systems at 5° to 60°C and 0.0 to 1.0 atm CO_2 . *American Journal of Science*, 278. pp. 179-216.
- RAISWELL, R. 1984. Chemical models of solute acquisition in glacial melt waters. *Journal of Glaciology*, 30. pp. 49-57.
- ROSE, L. - VINCENT, P. 1983. Some aspects of the morphometry of grikes a micture model approach - In: PATERSON, K. - SWEETING, M. M. (ed.): *New Directions in Karst*, pp. 497-515., Proceedings of the Anglo - French Karst Symposium, Geo Books, Norwich
- PETERSON, J. A. 1982. Limestone pedestals and denudation estimates from Mt. Jaya, Irian Jaya. *Austr. Geogr. Stud.* 15. pp.170-173.
- REYNARD, E. 1997. La carte morphologique des Lapiés de Tsanfleuron. (Hautes Alpes Calcaire, Valais). Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- ROQUES, H. – EK, C. 1973. Etude expérimental de la dissolution des calcaires par une eau chargée en CO_2 . *Annales de Spéléologie*, 28. (4) pp. 549-563.
- SACHS, J. 1865. Handbuch der Experimental Physiologie – Verlag von Wilhelm Engelmann, Leipzig

- SAURO, U. 1976. The geomorphological mapping of "Karrenfelder" using very large scales: an example - *Int. of Speleology*, Ljubljana, pp. 189-199.
- SELLIER, D. 1997. Utilisation des mégalithes comme marqueurs de la vitesse de l'érosion des granites en milieu tempéré: enseignements apportés par les alignements de Carnac (Morbihan) - *Zeits. f. Geomorph.*, 41.(3) pp. 319-356.
- SHARP, M. – GEMMEL, C. – TISON, J-L. 1989. Structure and stability of the former subglacial drainage system of the glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. 14, pp. 119-134.
- SHARP, M. – TISON, J-L. – FIERENS, G. 1990. Geochemistry of subglacial calcites: implications for the hydrology of the basal water film. *Arctic and Alpine Research*, 22. (2) pp. 141-152.
- SOUCHEZ, R. A. – LEMMENS, M. 1985. Subglacial carbonate deposition: an isotopic study of a present-day case. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 51, Amsterdam pp. 357-364.
- SOUCHEZ, R. A. – LEMMENS, M. 1987. Solutes. *Glacio-fluvial Sediment Transfer* (ed. A. M. Gurnell – M. J. Clark) John Wiley & Sons Ltd. pp. 285-303.
- SOUCHEZ, R. A. – LORRAIN, R. D. 1978. Origin of the basal ice layer from alpine glaciers indicated by its chemistry. *Journal of Glaciology*, 20. (83) pp. 319-328.
- SWEETING, M. M. 1966. The weathering of limestones - In: DURY, G. H. (ed.): *Essays in Geomorphology*, pp. 177-210. Heineman, London
- SZUNYOGH G. 1994. A horizontális karsztos lepusztulás folyamatának matematikai modellezése. *BDTF Tudományos Közleményei IX. Természettudományok IV.* Szombathely, pp.173-201.
- SZUNYOGH G. 1995. A keveredési korrózió általános egyenletrendszere. Kutatási Jelentés, Kézirat. BDTF Szombathely, pp.14.
- SZUNYOGH, G. 2000a. Differential Equations Describing the Changes Of Shape Caused by Karst Corrosion of any Arbitrary Limestone Surface— *Karsztfejlődés IV.* Szombathely, pp. 151-174
- SZUNYOGH, G. 2000b. The Theoretical-Physical Study of the Process of Karren Development— *Karsztfejlődés IV.* Szombathely, pp. 125-150
- SZUNYOGH G. 2003. Karros felszínfejlődés matematikai modellezése. *Karsztfejlődés VIII.* Szombathely, pp.15-39.

- SZUNYOGH G-LAKOTÁR K.-SZIGETI I. 1998. Nagy területet lefedő karrvályúrendszer struktúrájának elemzése - *Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai)* pp. 125-147. BDTF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- TELBISZ T. 2003. Karsztos felszínfejlődés és beszivárgás matematikai modellezése. Ph.D. disszertáció, Budapest, ELTE pp. 127.
- TELBISZ T. 2004. Digitális domborzatmodellek használata a karszt kutatásban. *Karsztfejlődés IX.* pp. 21-33. Szombathely
- THOMAS, T. M. 1970. The limestone pavements of the North Crop of the South Wales coalfield with special reference to solution rates and processes – Transactions, Institute of British Geographers, 50. pp. 87-105.
- THOMAS, A. G. – RAISWELL, R. 1984. Solute acquisition in glacial melt waters. Argentiére (French Alps), *Journal of Glaciology*, 30. pp. 44-48.
- TÓTH G. 2003. Karrenmorphologische Forschungen im Dachstein und im Toten-Gebirge - *Gmundner Geo-Studien 2* –Beiträge zur Geologie des Salzkammerguts, pp. 191-198.
- TÓTH G. – BALOGH Z. 2000. Karrmeanderek lefűződésének vizsgálata a Júliai-Alpok Héttó-völgyének egy karros térszíne alapján. *Karsztfejlődés V.* Szombathely
- TÓTH G. – SCHLÄFFER R. 2004. Karros felszín elemzése digitális módszerrel. *Karsztfejlődés XI.* Szombathely pp. 133-141.
- TÓTH G. – SCHLÄFFER R. – DOMINIQUE, G. 2005. A karrosodási egységek típusai a Tsanfleuron-gleccser (Berni – Alpok) előterében. *Karsztfejlődés X.* pp. 197-206.
- TRUDGILL, S. T. 1975. Measurement of erosional weight-loss of rock talbes – British Geomorphological Research Group, *Technical Bulletin*, 17. pp. 13-19.
- TRUDGILL, S. T. 1985. Limestone geomorphology - Longman, New York
- VERESS M. 1995. Karros folyamatok és formák rendszerezése Totes Gebirge-i példák alapján – *Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai)*, pp. 7-30. Pauz Kiadó, Szombathely
- VERESS M. 1998. Karrmeanderek – *Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai)*, pp. 35-57. BDTF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely
- VERESS M. 2004. A karrosodás. Akadémiai doktori értekezés. Kézirat, Szombathely BDF Természetföldrajzi Tanszék
- VERESS M. – BARNA J. (1998): Karrmeanderek morfológiai térképezésének

tapasztalatai – *Karsztfejlődés II. (Totes Gebirge karrjai)*, pp. 59-73. BDTF

Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely

VERESS, M.-LAKOTÁR, K. 1995. Saroknyom karrok morfogenetikai

csoportosítása Totes Gebirge-i példák alapján – *Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai)* Pauz Kiadó, Szombathely, pp. 89-102.

VERESS M. - NACSA T. - SZÉLES GY. - DOMBI L. 1995. Néhány totesi karros forma domborzatrajzi ábrázolása - *Karsztfejlődés I. (Totes Gebirge karrjai)* Pauz Kiadó, Szombathely, pp. 31-40.

VERESS M.-TÓTH G. 2001. Formes et micro-reliefs de lapiés – *Karstologia* 39 pp. 37-53.

VERESS, M.-TÓTH, G. 2004 Types of meandering karren - *Zeitschrift für Geomorphologie* 48/1. pp. 53-77.

VERESS M. – TÓTH G. – PÉNTEK K. (2001): Adalékok karrformák kialakulási korához és fejlődési sebességéhez a Hallstatt – gleccser jégmentes völgytalpán *Karsztfejlődés VI. BDF- Szombathely*, pp. 161-169.

VERESS M.-TÓTH G. 2001. Formes et micro-reliefs de lapiés – *Karstologia* 39 pp. 37-53.

VERESS M. - TÓTH G. - ZENTAI Z. - KOVÁCS GY. 2001. Study of a new method for characterising karren surfaces based on alpine researches – *Revue de Géographie Alpine*, 89. pp. 49-62.

VERESS M. – ZENTAI Z. 2004. Karros lejtőfejlődés a Triglav északi előterében – *Karsztfejlődés IX. BDF Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely* pp. 177-196.

VINCENT, P. J. 1983. The morphology and morphometry of some arctic Trittkarren – *Zeits. f. Geomorph.* 27 pp. 205-222.

VINCENT, P. 1996. Rillenkarren in the British Isles – *Zeits. f. Geomorph.* 40 pp. 487-497.

WHITE, W. B. 1988. Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains, New York, Oxford University Press, pp. 464.

ZÁMBÓ L. 1986. A talaj-hatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében - Kandidátusi disszertáció, MTA Könyvtár, Kézirat.

ZELLER, J. 1967. Meandering channels in Switzerland – IUGG/IASH, Symposium on River Morphology, Bern, pp. 174-184.

13. KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Az elmúlt hat év kutatómunkája során számos segítséget kaptam, amelyet ezúton szeretnék megköszönni. Mindenekelőtt köszönetet mondok tanszékvezetőmnek, dr. Veress Mártonnak, akitől lehetőséget kaptam a tanszéki munkára. Kitartásával és fáradtságot nem ismerő terepi munkájával ösztönzője volt tudományos pályakezdekésemnek és dolgozatom témájának. Nélkülözhetetlen volt kollégáim segítsége is, különösen a terepi munka és az adatfeldolgozás során. Köszönettel tartozom dr. Lovász Györgynek, akihez bármikor fordulhattam tanácsért, továbbá dr. Emmanuel Reynard-nak, aki mint a Lapiés de Tsanfleuron legjobb ismerője, temérdek tennivalója mellett bármikor rendelkezésemre állt. Bármely elképzelésre nyitott földrajzi szemlélete elengedhetetlen segítséget nyújtott. Köszönetet mondok továbbá azért a türelemért, melyet családom tanúsított távolléteim és a disszertáció írása során.

Végül, de nem utolsó sorban különösen hálás vagyok azért a baráti fogadtatásért, amelyben dr. Kovács János és dr. Fábíán Szabolcs, a PTE Földrajzi Intézetének adjunktusai évek óta részesítenek.

14. FÜGGELÉK

FEDETLEN KÖZETFELSZÍNEK KARRJAI (magashegységi és középhegységi karrok)

áramlási formák

- rillenkarr

- mikrorill
- Rillenstein
- Grossrillen

- rinnenkarr (rinnenkarren, runnel)

- Horton típusú csatorna
- összetett runnel
- kerek karr (Rundkarren) (+)
- barázdák (flutes)
- Hohlkarren (++)
- túlfolyási csatorna (decantation runnel) (++)
- decantation fluting
- esővízbarázda (Regenrinnenkarren)
- step rinnen
- bevel rinnen
- karrbarlang

- saroknyomkarr (Trittkarren)

- tölcséreskarr (Trichterkarren)
- fodorkarr
- fűzékarr (Nischenkarren)

- falikarr (Wandkarren)

- meanderkarr

- decantation micro-meander
- fiatal meanderkarr (young meandering karren)
- érett meanderkarr (mature meandering karren)
- meandering
- hurokmeander
- roncsmeander
- kifejlődő meander

- kagylós bemélyedések (scallops)

- irregular cocking patterns
- horizontal cocking patterns

nem áramlásos formák

- hasadékkarr (Kluftkarren, grike) (+)

- splitkarr
- árok
- réteglap hasadék (bedding grikes)
- clutter ++
- vájat karr (groove karren)
- corridor (street, bogaz, zanjones)
- box valley
- rács karr

- madáritató (+)

- oldódásos medence
- karrtál
- kamenyica
- levélkarr
- mikroméretű madáritatók

- kürtőkarr (pits, karst wells) (+)

- phytokarst
- kehelykarr (Napfkarren)

- gyűszűkarr (pitting, thimble karren)

VERESS M (2004) karros rendszere.

- karrüregek (Kavernöse Karren, tunnel karren)

- Löcherkarren

maradványformák

- karros tanúhegy

- bálnahátbucka tanúhegy
- uszálybucka tanúhegy

- kúpkar (solution spikes, Spitzkarren)

- lekerékített kúpkar (+)
- pinnacle (+); trópusi karr
- tetraéder karr

- sziklahíd

- közettörmelék-karr

- clints
- clasts (Trümmerkarren)
- Karrennasen

- réteghézagkarr (Schichtfugenkarren)

- karrasztal

TALAJ ALATTI KARROK

- rétegfejkarr

- Korrosionshohlkehlen

- geológiai orgonák

- gyökérkarrok

- hullámos-, turzászerű-, íves formák

TRÓPUSI KARROK

- tsingy

- solution notches

- swamp plots

- köerdő

PARTI KARROK

szupratidális öv

- phytokarst

intertidális öv

- színlök
- medencék
- abrázios kúpkar
- karrhasadékok

BARLANGI KARROK

- sziklafelszínek karrjai (hasadékkarr, rinnenkarr, falikarr, meanderkarr)

- kagylók

- üledékfeletti és üledékalatti formák (?)

KARREGYÜTTESEK

- karrenfield (Karrenfeld)
- Flachkarren (limestone pavement)
- Schichttreppenkarst
- Schichtrippenkarst
- corridor karst
- labyrinth karst
- pinnacle karst
- ruinform karst (romkarst)
- kaotikus karr

+ talaj alatt is kialakulhat,

++ képződéséhez talajfolt vagy talajkitöltés szükséges

14.1. Képek/Ábrák/Táblázatok jegyzéke

1. kép. Karrvályús rendszer a Lapiés de Tsanfleuron egyik karros celláján.....	9
2. kép. Karrmeander a Totes-hegységben.	10
3. kép. Hasadékkarros cella a Totes-hegységben.	11
4. kép. Réteghézagkarr (Lapiés de Tsanfleuron).	11
5. kép. Összetett- és egyszerű saroknyomok. (Lapiés de Tsanfleuron).....	12
6. kép. Tölcsérkarr (Lapiés de Tsanfleuron).....	13
7. kép. Kürtőkarrok (Lapiés de Tsanfleuron).	14
8. kép. Saroknyomok és karrvályú alkotnak formaegyüttest.....	34
9. kép. Fagyaprózódás hatása fiatalon karrosodó felszínen. A kioldódott kisméretű hasadékok mentén folytatódik a kőzet aprózódása.	36
10. kép. A törmelék nedvesen tartja a felszínt, növelve az oldódás időtartamát.	37
11. kép. A nappal olvadó hófolt karrvályúkat táplál a Tsanfleuron gleccser előterében. A képen jól látható, hogy a vályúk környezete száraz.	40
12. kép. A Júliai-Alpok északi látképe, előtérben a hasadékkarros cellákat hordozó gleccservölgygel.	44
13. kép. A Lapiés de Tsanfleuron fennsíkjának látképe a Valais-i Alpokból.....	45
14. kép. A Totes-Gebirge réteglépcsői a Pühringer-ház mögötti mintaterületen.	47
15. kép. Környezetéből kiemelkedő karros cella a Júliai-Alpokban.....	52
16. kép. Falikarros cellák egy paleodolina oldalfalán. (Lapiés de Tsanfleuron).....	53
17. kép. Fiatal, övezetes karros cella. (Lapiés de Tsanfleuron).....	55
18. kép. Kifejlődő vályúkarros cella ortofotója, melynek területi fajlagos kioldódása 2 %. (Lapiés de Tsanfleuron)	56
19. kép. Érett, heterogén formakincsű karros cella a Dachstein-hegységben.....	58
20. kép. Pusztuló karros cella a Lapiés de Tsanfleuron 3. zónájában. A cella pusztulása gyakran indul a formák összeoldódásának helyéről.....	59
21. kép. Környezetéből kiemelkedő összetett karros cella a Júliai-Alpokban.	60
22. kép. Több száz méter szélességű összetett karros cella a Tsanfleuron-i karrmezőn. A cella felett jól kivehető az eocén homokkő nem karrosodó foltja.....	60
23. kép. Meanderező karrvályú kanyarulatában lefűződött karros tanúhegy. (Lapiés de Tsanfleuron).....	62
24. kép. Rácskarros cella a Lapiés de Tsanfleuron réteglapos felszínén.	66
25. kép. Az I-es mintaterület távlati képe és tájékozott ortofotója a berajzolt hasadékkarokkal.....	67
26. kép. A II-es mintaterület hasadékkarrjai a felette elhelyezkedő réteglépcsőről fényképezve.	68
27. kép. Rácskarros felszín a Lapiés de Tsanfleuron vízszintes réteglapján. A képen jól megfigyelhető, hogy a hasadékok között nem alakultak ki más karros formák.	71
28. kép. Kürtőből összenőtt hasadék a Tsanfleuron-i karrmezőn.	72
29. kép. Aszimmetrikus hasadék alakult ki a karros cella alsó szegélyén. A hasadék a réteglépcsők találkozásánál a cella vizét a mélybe vezeti.	72
30. kép. Óriás méretű vályú közvetlenül a gleccser előterében.....	79
31. kép. A gleccser mozgásának irányába kialakult Nye-csatorna.	79
32. kép. Az I/a zóna fiatal vályúkezdeményei jég által csiszolt felszínen.	81
33. kép. A gleccser előterében elszórtan kialakuló vályúk fejlődését a kedvező fekvésből adódó nagyobb vízgyűjtőterület okozza. A felszínt a jég szinte tökéletesen simára csiszolta.....	81

34. kép. A 3. zóna déli oldalán fejlett, helyenként már pusztuló karros felszínekből álló réteglépcsőkarszt alkotja a formakincset.	82
35. kép. A 3. zóna északi felén jég által preformált, letarolt felszínen folyik a karrosodás.	83
36. kép. Poligenetikus vályú a 3. zóna északi részén.	84

1. ábra. Karrvályú szintvonalas térképe (VERESS M. – BARNA J. 1998).	16
2. ábra. Nagyobb karros felszín ábrázolása a Totes-Gebirge Widerkar-csúcsának közelében Szunyogh G. et al (1998) térképén.	17
3. ábra. Az ortofotó elkészítéséhez használt terepi eljárás. A szaggatott vonal a terepen mért adatokat jelzi.	26
4. ábra. WHITE W. B. (1988) genetikai szemléletű osztályozása.	30
5. ábra. A magashegységi fedetlen karros egységek rendszere. (A karros cellák további csoportosítása a 7. fejezetben található.)	32
6. ábra. Az oldott anyag mennyiségének növekedése a proglaciális zónában. (MAIRE, R. 1990)	39
7. ábra. A Júliai – Alpok szerkezeti-tektonikai térképe. (Szlovén Földtani Szolgálat).....	43
8. ábra. A Lapiés de Tsanfleuron földtani metszete. (MAIRE, R. 1990 nyomán)	45
9. ábra. A karros cellák mintaterületei a Totes-hegységben.	46
10. ábra. A karros cellák rendszere.	51
11. ábra. A karrmeanderek vízgyűjtőjét a cella felső széle és a vályúk kezdőpontja közötti távolsággal jellemezhetjük.	64
12. ábra. A hasadékkarrok mélysége és a szélessége közötti regressziós kapcsolat.	69
13. ábra. A Tsanfleuron-gleccser kiterjedése a Kis-jégkorszakig.	75
14. ábra. A mintaterületek területi fajlagos kioldódásának alakulása a gleccsertől mért távolság függvényében.	76
15. ábra. A Lapiés de Tsanfleuron karrmorfológiai térképe.	85

I. táblázat. A magashegységekben előforduló karros formák alaptípusai.	33
II. táblázat. Néhány példa a magashegységi karros felszínek areális lepusztulására.	38
III. táblázat. Az osztályozás alapjául szolgáló néhány jellegzetes karros cella adata.	51
IV. táblázat. A két vályúcsoport meanderezésének adatai.	64
V. táblázat. Az I-es mintaterület hasadékkarrjainak mért és számított értékei.	70
VI. táblázat. A vizsgált karros cellák adatai. (Lapiés de Tsanfleuron)	76

